

219

PRINCIPIOS DE ESTRATIGRAFÍA

ASTRID BLANDÓN MONTES

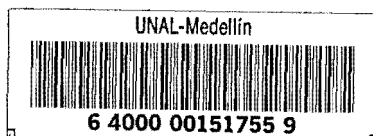
TRABAJO DE AÑO SABÁTICO

UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

**FACULTAD DE MINAS
SEDE MEDELLÍN**

2002

187 ✓



INTRODUCCIÓN

Luego de consultar muchos textos de estratigrafía se escogieron como referencias básicas los libros de Boggs 1995 y Homewood et al 2000, ya que éstos corresponden a amplias recopilaciones bibliográficas que incluyen todos los conceptos modernos de la estratigrafía. Igualmente se consideró básico la Guía Estratigráfica Internacional y el Código Estratigráfico Norteamericano. Por lo tanto, las notas que se presentan a continuación corresponden en su gran mayoría a un resumen de la traducción del inglés al español de dichos libros básicos de estratigrafía los cuales presentan los tópicos más importantes y las guías a tener en cuenta en cualquier estudio estratigráfico. Aparte de lo anterior se complementó la información en lo que se consideró pertinente y oportuno para obtener una mejor comprensión de algunos conceptos.

Es importante aclarar que cada uno de los apartes de que consta este trabajo se puede hacer tan amplio como se quiera, ya que prácticamente cada uno de ellos corresponde a un área del conocimiento.

El objetivo de este trabajo es que las personas que trabajen en geología puedan tener una base para profundizar posteriormente en sus conocimientos y como normalmente los temas se manejan independientemente, se trata de reunir la mayoría de los parámetros necesarios para estudiar las rocas desde el punto de vista estratigráfico por esta razón se empieza con un capítulo en donde se describe la situación pasado y actual de los conocimientos en el campo de la estratigrafía y la sedimentología ya que éstas dos áreas son muy afines, por lo cual es muy difícil de separarlas. Luego se continúa con las características generales del estudio litológico de las rocas que se encuentran en la superficie de la tierra, con este capítulo se pretende tener algunos conceptos básicos que son fundamentales en el estudio estratigráfico. Posteriormente se continúa con las normas del código estratigráfico Internacional y Norteamericano ya que es muy importante manejar el mismo lenguaje cuando se trata de estudiar las rocas de la tierra. El capítulo siguiente trata de hacer una recopilación muy resumida y básica de los procedimientos estratigráficos que se utilizan para estudiar las rocas. Esto se hizo por la necesidad de contar con herramientas fundamentales para el estudio estratigráfico del subsuelo, como son los registros eléctricos.

388035

En los capítulos siguientes se continúa con el orden de estudiar primero los conceptos básicos de la biostratigrafía y la cronoestratigrafía y luego las normas de la guía estratigráfica Internacional.

La última parte del libro incluye las bases de la estratigrafía moderna para el estudio de cuencas como es la estratigrafía sísmica y la estratigrafía secuencial y algunos conceptos básicos de la elaboración de mapas estratigráficos.

Con este libro se pretende dar al lector las ideas básicas del estado de la estratigrafía en el mundo y la importancia que esta tiene en todos los trabajos geológicos de exploración de recursos energéticos principalmente.

TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
TABLA DE CONTENIDO	i
LISTA DE TABLAS	x
LISTA DE FIGURAS	xi
INTRODUCCIÓN	
 1. DESARROLLO Y APLICACIÓN DE LA SEDIMENTOLOGÍA Y LA ESTRATIGRAFÍA	 1
1.1. INTRODUCCIÓN	2
1.1.1. El ciclo geológico y el uniformitarianismo	2
1.1.2. Organización de las rocas sedimentarias en sucesiones estratigráficas	2
1.1.3. Nacimiento de la bioestratigrafía y la correlación estratigráfica	3
1.1.4. Desarrollo de la microscopía petrográfica	4
1.1.5. La revolución geológica. Separación del piso del mar y tectónica de placas global	4
1.1.6. Nuevas herramientas y técnicas	6
1.1.7. Rocas sedimentarias e historia de la tierra	7
1.1.8. Paleogeografía y paleoclimatología	7
1.1.9. Sucesiones de formas de vida antiguas	8
1.1.10. Composición de la atmósfera y el océano antiguo	9
1.1.11. Aplicaciones prácticas	9
 2. LITOESTRATIGRAFÍA	 11
2.1. LITOLOGÍA	11
2.2. CONTACTOS ESTRATIGRÁFICOS	11
2.2.1. Contactos entre estratos conformables	12
2.2.2. Contactos entre estratos inconformables.	14
2.2.3. Contactos entre unidades lateralmente adyacentes	16
2.2.4. Contactos geológicos	17
 2.3. SUCESIONES VERTICALES DE ESTRATOS	 20
2.4. SUCESIONES LATERALES DE ESTRATOS	21
2.4.1. Facies sedimentarias	22
 2.5. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS COMBINADAS VERTICALES Y LATERALES	 26
2.5.1. Ley de Walther	26
2.5.2. Arquitectura depositacional	28
2.5.3. Transgresiones y regresiones	32
2.5.4. Efectos del clima sobre los patrones de sedimentación	37
2.5.5. Efectos del cambio del nivel del mar sobre los patrones de sedimentación	37
2.5.6. aplicación del concepto de facies	38

2.6. CORRELACIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	40
Introducción	40
2.6.1. Diferencia entre apareamiento de unidades estratigráficas y correlación de esas unidades	40
2.6.2. Trazado lateral continuo de unidades litoestratigráficas	42
2.6.3. Correlación por registros de pozos	43
 3. GUIA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL Y NORTEAMERICANA	 48
 3.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	 48
3.1.1. Naturaleza de las unidades litoestratigráficas	48
3.1.2. Definiciones	49
3.1.3. Clases de unidades litoestratigráficas	49
3.1.4. Procedimientos para establecer unidades litoestratigráficas	51
3.1.5. Procedimientos para extender unidades litoestratigráficas – Litocorrelación	52
3.1.6. Nombre de las unidades litoestratigráficas	52
3.1.7. Revisión de unidades litoestratigráficas	53
 3.2. UNIDADES LIMITADAS POR INCONFORMIDADES	 54
3.2.1. Naturaleza de las unidades limitadas por inconformidades	54
3.2.2. Definiciones	55
3.2.3. Clase de unidades limitadas por inconformidades	56
3.2.4. Jerarquía de las unidades limitadas por inconformidades	57
3.2.5. Procedimiento para establecer unidades limitadas por inconformidades	58
3.2.6. Procedimientos para extender unidades limitadas por inconformidades	59
3.2.7. Nombre de las unidades limitadas por inconformidades	59
 3.3. UNIDADES LITODÉMICAS	 60
3.3.1. Naturaleza y delimitación	60
Artículo 31. Naturaleza de las unidades litodémicas	60
3.3.2. Categorías de unidades litodémicas	62
3.3.3. Nomenclatura litodémica	64
 3.4. UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS	 65
3.4.1. Naturaleza y límites	65
3.4.2. Rangos de unidades aloestratigráficas	69
3.4.3. Nomenclatura aloestratigráfica	70
 3.5. UNIDADES PEDOESTRATIGRÁFICAS	 70
3.5.1. Naturaleza y límites	70
3.5.2. Nomenclatura pedoestratigráfica y unidades	73

4. PROCEDIMIENTOS ESTRATIGRÁFICOS	74
4.1. PROCEDIMIENTOS EN AFLORAMIENTOS	74
4.1.1. Medición de secciones	74
Selección de secciones para medir	74
Descripción de secciones medidas	75
Muestras litológicas	77
Colección de fósiles	78
Medida de estratos horizontales	78
Medición de estratos inclinados	80
4.2. ESTUDIO DE LABORATORIO DE MUESTRAS DE AFLORAMIENTO	81
4.2.1. Análisis de minerales pesados	83
Análisis de residuos insolubles	83
4.2.2. Análisis indirectos	83
4.2.3. Análisis textural	83
4.3. PRESENTACIÓN DE DATOS DE AFLORAMIENTO	83
4.3.1. Secciones geológicas transversales	83
4.3.2. Secciones columnares	84
4.3.3. Secciones estratigráficas transversales	85
4.4. PROCEDIMIENTOS EN EL SUBSUELO	88
4.5. REGISTROS GEOFÍSICOS	89
4.5.1. Registros de rayos gamma	90
4.5.2. Registro de densidad	93
4.5.3. Registro de resistividad	94
4.5.4. Registro de calibración (caliper)	97
4.5.5. Registro de potencial espontáneo (SP)	97
4.5.6. Registro neutrónico	99
4.5.7. Registro sónico o acústico	100
4.5.4. Registro de desviación	101
4.5.9. Registro de buzamiento	101
4.5.10. Registros especiales enfocados	107
4.6. INTERPRETACIÓN DE REGISTROS ELÉCTRICOS	109
4.7. APLICACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS REGISTROS ELÉCTRICOS	110

5. BIOESTRATIGRAFÍA	111
5.1. INTRODUCCIÓN	111
5.2. PRINCIPIO DE SUCESIÓN FAUNÍSTICA	112
5.2.1. Concepto de etapa	112
5.2.2. Concepto de Zona	113
5.3. BASES PARA LA ZONACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA, CAMBIOS EN LOS ORGANISMOS A TRAVÉS DEL TIEMPO	114
5.3.1. Evolución	114
5.3.2. Clasificación taxonómica e importancia de las especies	114
5.3.3. Sistema taxonómico para clasificación de organismos	115
5.3.4. Cambios de las especies a través del tiempo	115
5.3.5. Modelos y tasas de evolución	116
5.3.6. Evolución determinística versus probabilística	120
5.4. DISTRIBUCIÓN DE LOS ORGANISMOS EN EL ESPACIO PALEOBIOGEOGRÁFICO	123
5.4.1. Dispersión de organismos	123
5.4.2. Barreras a la dispersión	127
5.4.3. Cambios en el nivel del mar	128
5.4.5. Movimiento de placas	129
5.4.6. Otras barreras	133
5.5. EFECTOS COMBINADOS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS ORGANISMOS EN EL TIEMPO Y EN EL ESPACIO	134
5.6. BIOCORRELACIÓN	136
5.6.1. Correlación por zonas de Conjunto	136
5.6.2. Correlación por Zonas de Abundancia	137
5.6.3. Cronocorrelación por fósiles	139
5.6.4. Correlación por Zonas de Intervalo biológicas	139
5.6.5. Método Gráfico de Correlación por Zonas de Extensión (Método de Shaw, en Boggs 1994)	142
5.6.6. Correlación por Zonas de Abundancia Biogeográficas	147
6. UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS	151
6.1. NATURALEZA DE LAS UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS	151
6.1.1. Los fósiles	152
6.2. DEFINICIONES	152
6.2.1. Bioestratigrafía	152

6.2.2. Clasificación bioestratigráfica	153
6.2.3. Zona bioestratigráfica (biozona)	153
6.2.4. Horizonte bioestratigráfico (biohorizonte)	153
6.2.5. Sub-biozona (subzona)	153
6.2.6. Super-biozona (superzona)	153
6.2.7. Zónula	153
6.2.8. Intervalo estéril	153
6.3. CLASES DE UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS	153
General	153
6.3.1. Zona de extensión	154
6.3.2. Zona de extensión de taxón. Figura 5.1	154
6.3.3. Zona de extensión concurrente. Figura 5.2	155
6.3.4. Zona de intervalo. Figura 5.3 y 5.4	156
6.3.5. Zona de linaje. Figura 5.5	157
6.3.6. Zona de conjunto. Figura 5.6	158
6.3.7. Zona de abundancia. Figura 5.7	159
6.4. Jerarquía de las unidades Bioestratigráficas	160
6.5. PROCEDIMIENTOS PARA ESTABLECER UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS	160
6.6. PROCEDIMIENTOS PARA EXTENDER UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS (CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA)	161
6.7. NOMBRE DE LAS UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS	161
6.8. REVISIÓN DE UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS	162
7. CRONOESTRATIGRAFÍA	163
7.1. UNIDADES DE TIEMPO GEOLÓGICO	163
7.1.1. Unidades de tiempo isocronas	164
7.1.2. Unidades de tiempo diacrónicas	165
7.2. LA ESCALA DEL TIEMPO GEOLÓGICO	168
7.2.1. Propósito y Alcance	168
7.2.2. Calibración de la escala del tiempo geológico	169
Datación por fósiles (biocronología)	169
Edades absolutas (radiocronología)	173
7.3. CRONOCORRELACIÓN	190
7.3.1. Correlación por Eventos Depositacionales de Corta Duración	191
7.3.2. Correlación con base en eventos transgresivos regresivos	193
7.3.4. Correlación por isótopos estables	196

8. UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	200
8.1. NATURALEZA DE LAS UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	200
8.2. DEFINICIONES	200
8.2.1 Cronoestratigrafía	200
8.2.2 Clasificación Cronoestratigráfica	200
8.2.3. Unidades Cronoestratigráficas	200
8.2.5. Horizonte Cronoestratigráfico (Cronohorizonte)	201
8.3. CLASES DE UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	201
8.3.1. Jerarquía y términos formales de las unidades cronoestratigráficas y geocronológicas	201
8.3.2. Unidades cronoestratigráficas formales no jerárquicas (la cronozona)	204
8.4. ESCALA CRONOESTRATIGRAFICA (GEOCRONOLOGICA) ESTANDAR GLOBAL	205
8.4.1. Concepto	205
8.4.2. Estado presente	205
8.5. ESCALAS CRONOESTRATIGRÁFICAS REGIONALES	205
8.5.1. Subdivisión del Precámbrico	205
8.5.2. Unidades cronoestratigráficas del Cuaternario	207
8.6. PROCEDIMIENTOS PARA ESTABLECER UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS	207
8.6.1. Estratotipos de límite como estándares	207
8.6.2. Ventajas de definir las unidades cronoestratigráficas por sus estratotipos de límite inferior	207
8.6.3. Requerimientos para la selección de los estratotipos de límite de las unidades cronoestratigráficas	208
8.7. PROCEDIMIENTOS PARA EXTENDER UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS-CRONOCORRELACIÓN (CORRELACIÓN DE TIEMPO)	210
8.7.1. Interrelaciones físicas de estratos	211
8.7.2. Litología	211
8.7.3. Paleontología	211
8.7.4. Determinaciones isotópicas de la edad	212
8.7.5. Inversión de la polaridad geomagnética	212
8.7.6. Cambios paleoclimáticos	212
8.7.7. Paleogeografía y cambios eustáticos del nivel del mar	213

8.7.8. Inconformidades	213
8.7.9. Orogenias	213
8.7.10. Otros indicadores	213
8.9. NOMBRE DE LAS UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS	214
9. ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA	215
9.1. INTRODUCCIÓN	215
9.2. MÉTODO DE REFLEXIÓN SÍSMICA	215
9.2.1. Estratigrafia sísmica	215
9.3. PRINCIPIOS DE LOS MÉTODOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN	216
9.4. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS DE REFLEXIÓN SÍSMICA AL ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO	218
9.4.1. Introducción	218
9.4.2. Parámetros usados en la interpretación estratigráfica sísmica	219
9.5. PROCEDIMIENTOS EN LOS ANÁLISIS DE ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA	229
9.5.1. Análisis de secuencias sísmicas	229
9.5.2. Análisis de facies sísmicas	231
9.6. PROCEDIMIENTOS PARA INTERPRETAR LAS FACIES SÍSMICAS	233
9.7. INTERPRETACIÓN DE LITOFACIES Y AMBIENTES DEPOSITACIONALES	235
9.8. ANÁLISIS DEL NIVEL DEL MAR	236
9.9. ORDENES DE CICLOS ESTRATIGRÁFICOS	240
9.9.1. Ciclos de primer orden	240
9.9.2. Ciclos de segundo orden	240
9.9.3. Ciclos de tercer orden	241
9.9.4. Ciclos de cuarto y quinto orden	242
9.10. CORRELACIÓN POR EVENTOS SÍSMICOS	242
10. SECUENCIAS DEPOSITACIONALES	244
10.1. SIGNIFICADO DEL TIEMPO	245
10.2. RELACIÓN INTERNA	246

10.3. IDENTIFICACIÓN DE SECUENCIAS DEPOSITACIONALES	247
10.4. TERMINOLOGÍA CLAVE	248
10.4.1. Nivel del mar	248
10.4.2. Acumulación de sedimentos	249
10.4.3. Superficies estratigráficas	251
10.4.4. Estratigrafía	253
10.4.5. Unidades Estratigráficas	253
10.4.6. Arquitectura estratigráfica	254
10.5. PRINCIPALES CONTRIBUCIONES Y APLICACIÓN PRÁCTICA DE LA ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS	256
10.5.1. En primer lugar	256
10.5.2. En segundo lugar	257
Porque es útil en el ambiente industrial	257
• En exploración regional, Figura 10.14	258
• En exploración intensiva, Figura 10.15	258
En geología de reservorios	259
10.6. METODOLOGÍA	260
10.6.1. Definiciones	260
10.6.2. Reglas para la identificación de secuencias sísmicas	260
Identificación de secuencias sísmicas	260
Identificación de secuencias en núcleos	264
Identificación de secuencias a partir de registros de pozos	265
Coherencia entre los datos sísmicos, de núcleos y registros de pozo	265
10.7. PRINCIPIOS BÁSICOS DE CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA	269
10.7.1. Un sistema de referencia para estratigrafía	269
10.7.2. Ley de acumulación	269
10.7.3. Ciclos estratigráficos	270
10.8. APLICACIÓN	270
10.8.1. Correlación y cartografía	270
10.8.2. Predicción	273
10.8.3. Predicción de la geometría	273
10.8.4. Predicción de facies reservorio	273

11. MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	278
11.1. INTRODUCCIÓN	278
11.2. ORGANIZACIÓN DE LOS DATOS PARA MAPAS	279
11.3. CLASIFICACIÓN DE LOS MAPAS ESTRATIGRÁFICOS	281
11.4. PREPARACIÓN DE MAPAS ESTRATIGRÁFICOS Y SECCIONES TRANSVERSALES	281
11.4.1. Mapas de contornos estructurales	281
11.4.2. Mapas isopacos	283
11.4.3. Mapas paleogeológicos	284
11.4.5. Mapa de litofacies	284
Mapas de litofacies de tres componentes	285
Mapas generados por computadora	287
12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	288

LISTA DE TABLAS

Tabla		Pág.
4.1.	Lista de chequeo para los análisis de muestras de roca	82
4.2.	Valores de densidad usados para algunos minerales y fluidos	94
5.1.	Duración media estimada de las especies (en millones de años) para una variedad de grupos biológicos	118
5.2.	Principales extinciones de organismos durante el Fanerozóico	121
5.3.	Posibles causas de eventos de mayores extinciones en el Precámbrico y Fanerozóico Tardío.	121
5.4.	Clasificación de organismos por hábitat ó estilo de vida	124
5.5.	La relación de las placas de la corteza a las márgenes continentales (figura 5.4) y el efecto de esta relación sobre la biogeografía	132
5.6.	Correlación de los eventos de tectónica de placas y los cambios en los patrones de distribución faunística	133
7.1.	Principales métodos de determinación radiométrica de la edad	177
7.2.	Categorías de rocas más útiles para la calibración geocronológica de la escala del tiempo geológico.	179
7.3.	Métodos adicionales de datación radiométrica	190
8.1.	Jerarquía convencional de términos cronoestratigráficos y geocronológicos formales	201
8.2.	Principales unidades de la escala Cronoestratigráfica (Geocronológica) global (1)	206
9.1.	Parámetros de reflexión sísmica comúnmente usados en estratigrafía sísmica, y el significado geológico de esos parámetros.	220
9.2.	Ciclos estratigráficos y sus posibles causas	240

LISTA DE FIGURAS

Figura	Pág.
1.1. Ilustración esquemática idealizada de los principios de tectónica de placas	5
2.1. Tipos de contactos verticales gradacionales:	13
2.2. Cuatro tipos de inconformidades	16
2.3. Relación lateral de unidades sedimentarias	17
2.4. Contacto de estratificación	18
2.5. Contacto por diastemas. Paquete de estratificación cruzada	19
2.6. Contacto fallado	20
2.7. Principales constituyentes que definen una facies sedimentaria	22
2.8. Reconstrucción de la geomorfología a partir de una sección vertical	23
2.9. Secuencia generalizada de las rocas formadas en condiciones de elevación del nivel del mar	24
2.10. Ley de Walter	26
2.11. Sistema deltáico que muestra la variación lateral y vertical de facies	27
2.12. Secuencia generalizada de las rocas formadas en condiciones de elevación del nivel del mar	29
2.13. Ejemplo de acreción lateral en el Golfo de México.	30
2.14. Depósitos formados por acreción lateral.	31
2.15. Manera correcta e incorrecta de medir los espesores de los estratos	32
2.16. Ambientes laterales en una costa influenciada por materiales clásticos y la secuencia vertical de facies que se podría desarrollar debido a transgresión	33
2.17. Un ascenso relativo en el nivel del mar puede producir	34
2.18. Caída rápida en el nivel relativo del mar, la cual se indica por una cambio hacia abajo en el onlap costero.	35
2.19. Se produce onlap costero debido a transgresión y regresión marina	35
2.20. El toplap costero indica quietud relativa del nivel del mar.	36
2.21. Características generales de sedimentos depositados en un ambiente marino costero, durante la regresión.	39
2.22. Ilustración de las diferencias entre apareamiento y correlación	41
2.23. Correlación litológica a partir de registros de pozos.	44
2.24. Formas idealizadas y más comunes de la curva del registro de rayos gamma con algunos de los ambientes depositacionales que las pueden originar	47
3.1. Sección transversal que ilustra como las interrelaciones de las unidades litoestratigráficas se pueden usar para descifrar la historia geológica	48
3.2. Relación de unidades limitadas por inconformidades a otras clases de unidades estratigráficas incluidas dentro de ellas	57

3.3	Un litodema de gneis (A) contiene una intrusión de diorita (B) que fue deformada con el gneis. A y B se pueden tratar como un complejo	60
3.4.	Ejemplo clasificación aloestratigráfica de depósitos aluviales y lacustrinos en un graben	66
3.5.	Ejemplo de clasificación aloestratigráfica de litología similar	67
3.6.	Ejemplo de clasificación aloestratigráfica de depósitos contiguos de similar litología	68
3.7.	Relación entre unidades pedoestratigráficas y perfiles pedológicos	72
4.1.	Diferenciación de una sección de afloramiento en subunidades	76
4.2.	Medida de estratos horizontales con el nivel de mano	79
4.3.	Medida de estratos horizontales con el Staff de Jacob de 5 pies	80
4.4.	Medida de estratos inclinados	81
4.5.	Ejemplo de una sección geológica transversal	84
4.6.	Sección columnar	85
4.7.	Sección transversal estratigráfica generalizada	86
4.8.	Diagrama estratigráfico isométrico	87
4.9.	Respuesta de formaciones comunes al registro de rayos gamma	92
4.10A.	Aplicación del registro de calibración en el cálculo de espesores en el carbón	95
4.11.	Curvas SP y de resistividad idealizadas para varias combinaciones de tipos de rocas y fluidos contenidos	96
4.12.	Localización en el SP de las líneas de lutita y areniscas limpias	101
4.13.	Registro sónico o acústico	101
4.14.	Patrones característicos para interpretar el registro de buzamiento	103
4.15.	Interpretación de datos de buzamiento	104
4.16.	Interpretación de fallas y pliegues a partir de datos de buzamiento	106
4.17.	Interpretación de inconformidades y arrecifes a partir de datos de buzamiento	107
4.18.	Curvas gamma ray, neutrón e inducción	108
4.19.	Combinación de registros eléctricos-inducción	109
5.1.	El más importante grupo de macrofósiles de organismos de invertebrados marinos para zonación bioestratigráfica	117
5.2.	Esquema diagramático de filogenias hipotéticas (líneas de descendencia directa en un grupo de organismos) representando el modelo puntuacional (A) y el modelo gradualístico (B)	118
5.3 a.	Subdivisiones del ambiente marino en los dominios pelágicos (columna de agua) y bénticos (fondo)	124
5.3 b.	Gráfico estándar internacional	125
5.3 c.	Subdivisiones del ambiente marino	125

5.4.	Ilustración esquemática de la relación entre placas de la corteza y continentes y como ellas pueden afectar la distribución de los organismos	131
5.5.	Diagrama ilustrando la diferencia en la extensión local y total de una especie hipotética F	135
5.6.	Diagrama general que ilustra el principio de correlación por zonas de conjunto	136
5.7.	Sección estratigráfica hipotética ilustrando el gran número de taxa fósiles que pueden involucrarse en la correlación por zonas de conjunto	137
5.8.	Diagrama esquemático ilustrando porque la correlación por zonas de abundancia (acme) no puede producir una correlación real de tiempo	138
5.9.	Correlación entre dos secciones hipotéticas con base en zona de intervalo	141
5.10.	Dos secciones estratigráficas con extensiones de especies fósiles (especies hasta 12) graficadas en metros arriba de la base de la sección	143
5.11.	Ilustración del método de correlación gráfico de A.B. Shaw 1964 usando los datos mostrados en la figura 5.10	144
5.12.	Incremento en la tasa de sedimentación en la sección A comparada a la de la sección B mostrada por el quiebre en la línea de correlación determinada por el método de correlación de A.B. Shaw 1964	146
5.13.	Un hiato en la depositación en la sección A se muestra como una línea horizontal en el gráfico de correlación	147
5.14.	Uso de zonas de abundancia biogeográficas como un medio de correlación de tiempo	149
5.15.	Correlación por zonas de abundancia biogeográficas basadas en las relaciones de enrollamiento de foraminíferos	150
6.1.	Zona de extensión de taxón	154
6.2.	Zona de extensión concurrente	155
6.3.	Zona de intervalo	156
6.4.	Zona de intervalo (zona de ocurrencia más alta). Esta clase de zona interna es muy útil en trabajos del subsuelo	157
6.5.	Ejemplos de zonas de linaje	158
6.6.	Zona de conjunto	159
6.7.	Zona de abundancia	160
7.1.	Principales tipos de unidades de tiempo geológico y su relación a las clases de unidades de roca de referencia en las cuales se basan	163
7.2.	Comparación de unidades geocronológicas, cronoestratigráficas y diacrónicas	166
7.3.	Jerarquía de las unidades diacrónicas	168

7.4.	Poder de resolución de los sistemas geocronológicos en el Cenozoico	171
7.5.	Representación esquemática de la aplicación de la biocronología a la Calibración de la edad de una sección estratigráfica local	172
7.6.	Representación del significado del concepto de vida media	174
7.7.	Componentes de un espectrómetro de masas	176
7.8.	Determinación de las edades de rocas sedimentarias indirectamente	178
7.9.	Proceso de transformación del rubidio en estroncio	185
7.10.	Forma de determinar los diagramas isocronos de edad	186
7.11.	Trazas de huellas de fisión	189
7.12.	Las cenizas Balley del Plioceno Tardío en la cuenca Ventura en California, proporcionan una capa guía cronoestratigráfica que se puede correlacionar a través de afloramientos en la cuenca (A a G)	193
7.13.	Línea de correlación del tiempo	194
7.14.	Sedimentación cíclica transgresiva-regresiva y correlación del evento en el Eoceno de la Isla de Wight en el Sur de Inglaterra	195
8.1.	Relación entre la Cronozona <i>Exus albus</i> y la biozona <i>Exus albus</i> (distribución de especímenes de <i>Exus albus</i> mostrado por el patrón de puntos)	204
8.2.	Ventajas de definir las etapas por estratotipos de límite antes que por estratotipos de unidad, donde las localidades se encuentran muy separadas	208
8.3.	Posibles causas de variación local en la relación de la ocurrencia del límite superior de un taxón de graptolites y el límite superior de la ocurrencia presente conocida del taxón para un horizonte isocrono (horizonte cronoestratigráfico)	210
9.1.	Diagrama que ilustra el equipo y los procedimientos usados en la exploración sísmica en los años cuarenta	217
9.2.	Diagrama que ilustra el principio de investigación sísmica marina: 1. Reflector vertical incidente, 2. Reflector de ángulo amplio y 3. Ondas refractadas	218
9.3.	Principales tipos de configuración de la reflexión sísmica. A. Paralela (plana u ondulada), B. Subparalela, C. Divergente	221
9.4.	Ejemplos de patrones de reflexión interpretados como clinoformas progradantes	222
9.5.	Ejemplos de patrones de reflexión caótica y libres de reflexión	223
9.6.	Esquema que ilustra el significado de los términos undiform, clinoform y fondoform usados por Rich (después de Rich, J. L., 1951, Tres ambientes críticos de deposición y los criterios para reconocer las rocas depositadas en cada uno de ellos)	224
9.7.	Ilustración de una amplia facies sísmica de montículo de bajo relieve	224
9.8.	Patrones de reflexión sísmica discordantes al tope	225

9.9.	Amplitud de las ondas sísmicas	226
9.10.	Respuesta sísmica para una arena con una base gradacional. El espesor de 30 pies es aproximadamente 1/8 de la longitud de onda	226
9.11.	Relaciones características velocidad-profundidad para rocas sedimentarias clásticas terrestres, rocas de carbonatos y sal	228
9.12.	Diagrama que ilustra los límites de las secuencias (inconformidades), superficies downlap (máxima inundación), y clases de variaciones de terminación de la reflexión	231
9.13.	Secuencia depositacional como se define de los registros sísmicos	232
9.14.	Sección sísmica simulada que ilustra algunos patrones de facies sísmica comunes que se pueden identificar de los registros sísmicos	233
9.15.	Formas externas de las unidades de facies sísmica	234
9.16.	Ilustración esquemática de la interpretación litológica y ambiental de los patrones de facies sísmicos simulados en la figura 9.14	236
9.17.	Diagrama que ilustra el procedimiento usado por los geólogos de Exxon para construir la carta regional de ciclos relativos del onlap costero	239
9.18.	Curvas eustáticas del nivel del mar para el Fanerozóico	241
9.19.	Ilustración del primer y segundo orden de los ciclos globales del nivel del mar	243
10.1.	El famoso modelo de Vail a la escala de margen continental	244
10.2.	Ilustración del concepto de secuencia depositacional	245
10.3.	Relaciones de estratos con: (A) límite superior y (B) límite inferior de una secuencia depositacional	247
10.4.	Los diferentes niveles del mar	248
10.5.	Concepto de acomodación	249
10.6.	Resumen del nivel del mar y acomodación	249
10.7.	Combinación de los parámetros que controlan la erosión y la sedimentación	250
10.8.	Nivel base en sentido estratigráfico, es una superficie irregular cuya interface con la superficie de la tierra determina las áreas bajo erosión, sedimentación o tránsito	251
10.9 a.	Un conjunto de facies dentro de una unidad genética es un grupo de facies que ocurren juntas durante una fase particular de un ciclo de acomodación	252
10.9 b.	Dos maneras de dibujar las facies dentro de unidades de tiempo sucesivas	252
10.10.	A partir de la geomorfología "secuencia de paisaje" a la secuencia depositacional por ejemplo, la formación de una unidad genética en un ambiente aluvial	254
10.11.	Arquitectura estratigráfica	255
10.12 a.	Partición espacial	256
10.12 b.	Diferenciación de facies y partición volumétrica	256

10.13.	El patrón sedimentario de un ciclo de acomodación casi nunca es simétrico	257
10.14.	Identificación estratigráfica de trampas en exploración regional	258
10.15.	Desde el análisis de secuencias hasta la estratigrafía genética	259
10.16.	A. Como se forma una unidad genética en un ambiente siliciclástico	
	B. Como se forma una unidad genética en un ambiente de carbonatos.	261
10.17.	Terminología de las relaciones estratigráficas como se ven en la sísmica	262
10.18.	Desde la identificación de la geometría sísmica a la interpretación de conjuntos de sistemas y secuencias depositacionales	263
10.19.	Identificación de facies y secuencias en núcleos	264
10.20.	Consistencia de datos sísmicos, sedimentológicos y biostratigráficos	266
10.21 a.	Modelo sísmico de hipótesis de correlación No.1. Buena consistencia entre las imágenes sísmicas sintética y la sísmica regional, Figura 10.20	267
10.21 b.	Modelo sísmico de hipótesis de correlación No.2. Pobre consistencia entre las imágenes sísmicas sintética y la sísmica regional, Figura 10.20	268
10.22.	Un ejemplo de estratigrafía genética aplicada a un campo productor	271
10.23.	La ventaja de mapear unidades cronoestratigráficas (unidades genéticas) antes que unidades litoestratigráficas (desarrollo de las facies de reservorio)	272
10.24.	Interpretación estratigráfica integrada: Verificación de una interpretación usando un modelo sísmico (el mismo caso como en las figuras 10.20 y 10.21)	274
10.25.	Procesamiento de datos usando sísmica en tres dimensiones para ayudar a tipificar el sistema depositacional (escala litosísmica)	275
10.26.	Arquitectura estratigráfica y arquitectura del reservorio	276
10.27.	Origen y jerarquía de barreras de permeabilidad	277
11.1.	Sección medida y mapa base hipotético. Las coordenadas (X1, Y1) sitúan el punto de control representado por la sección medida	280
11.2.	Ilustración esquemática del mapa de contornos estructurales dibujado sobre el tope de una formación	282
11.3.	Ejemplo de un mapa isópaco de una formación hipotética dibujado a un intervalo de contornos de 40 m	283
11.4.	Ejemplo de un mapa de relación clástica (clástico/no clástico)	285
11.5.	Ejemplo hipotético de un mapa de litofacies de tres componentes (arenisca, lutita, caliza)	286

1. DESARROLLO Y APLICACIÓN DE LA SEDIMENTOLOGÍA Y LA ESTRATIGRAFÍA

1.1. INTRODUCCIÓN

La sedimentología es el estudio científico de la clasificación, origen e interpretación de sedimentos y rocas sedimentarias a partir de sus propiedades físicas tales como la textura, estructura, mineralogía, sus propiedades químicas y biológicas (fósiles); los procesos que determinan tales propiedades, proporcionan las bases para la interpretación paleoclimática, paleogeográfica y paleoecológica.

La estratigrafía es la ciencia de los estratos, tiene que ver con la relación de edad de los estratos, sucesiones de capas, correlación de estratos tanto localmente como a lo amplio del mundo, el ordenamiento estratigráfico y arreglo cronológico. La estratigrafía tiene especial aplicación en el estudio de la reconstrucción del movimiento de las placas (tectónica de placas) y en desenredar la historia intrincada de los movimientos hacia el mar y la tierra de la línea de costa (transgresiones y regresiones; el ascenso y descenso del nivel del mar a través del tiempo). Esto se puede determinar gracias a los recientes desarrollos de la sismología y el paleomagnetismo.

El desarrollo de la sedimentología y la estratigrafía ha sido descrita por varios autores incluyendo Dunbar y Rogers (1957), Welle (1960), Krumbein y Sloss (1963), Pettijohn (1975) y Friedman and Sanders (1978), en Boggs 1994.

El inicio de la Sedimentología y la Estratigrafía, data aproximadamente del año 1500 de la era cristiana con las observaciones de Leonardo Da Vinci sobre los fósiles en las rocas sedimentarias de los Apeninos italianos. Da Vinci dedujo que los fósiles eran los remanentes de organismos antiguos y concluyó que las conchas visibles en las rocas pertenecían a animales que vivieron en un mar que cubrió el área. Parece que se efectuó muy poco estudio adicional de las rocas sedimentarias hasta la mitad del siglo 17 cuando Nicolás Steno empezó a investigar los estratos que tenían fósiles en los alrededores de Roma. Con base en este estudio, Steno hizo el primer intento conocido para colocar los estratos en orden depositacional. En 1669 él postuló que en cualquier secuencia de estratos horizontales, los estratos más viejos estaban en el fondo y los más jóvenes en el tope, "Principio de Superposición". El también propuso el principio de horizontalidad original, el cual establece que las capas se depositan inicialmente en una posición horizontal, aunque ellas se pueden hallar más tarde buizando

abruptamente. Estos principios son aún considerados fundamentales en estratigrafía. Al mismo tiempo que Steno hizo sus estudios en Italia, Robert Hooke en Inglaterra, empezó a usar el microscopio para estudiar los fósiles.

Hooke, aparentemente también sugirió la posibilidad de usar fósiles para hacer comparaciones cronológicas de rocas sedimentarias.

1.1.1. El ciclo geológico y el uniformitarianismo

James Hutton (1727-1797, en Boggs 1994), un físico y hacendado escocés, fue el primero en reconocer y describir el comportamiento cíclico de los procesos y materiales de la tierra. El visualizó el ascenso tectónico, la erosión, el transporte y la deposición de sedimentos como parte de un ciclo continuo, repetido a través del tiempo geológico.

A Hutton se le ha acreditado como el concebidor del principio del Uniformitarianismo. Este principio, algunas veces llamado actualismo, establece que los procesos que moldearon la tierra a través del tiempo geológico fueron los mismos que los que se observan hoy día. Esto se ha establecido simplemente como "El presente es la clave del pasado".

Shea, 1982, en Boggs 1994, dice que el uniformitarianismo solamente consiste en la aproximación científica al estudio de la naturaleza. Es decir, la manera como los científicos deben seguir la regla de la simplicidad ó sea, escoger primero la hipótesis más simple que se acomode a las observaciones relevantes, y que esta prime sobre la mínima complejidad teórica.

A partir de este primer inicio modesto en el siglo XVI y XVII, los estudios y el entendimiento de los estratos sedimentarios han continuado creciendo aunque el progreso en el tiempo ha sido lento y algunas veces errático. En la siguiente sección, se presenta una discusión muy generalizada de algunas de las etapas importantes en la evolución gradual de la sedimentología y la estratigrafía en las ciencias modernas.

1.1.2. Organización de las rocas sedimentarias en sucesiones estratigráficas

Como el interés en las rocas sedimentarias se incrementó gradualmente en el siglo XVIII, para los investigadores serios se volvió claro que los estudios sistemáticos de los estratos de roca requieren la organización de los estratos dentro de alguna clase de secuencia estratigráfica. Los intentos más importantes de organización estratigráfica fueron hechos por el profesor alemán de mineralogía Arduino (1714-1795, en Boggs 1994), quién dividió todas las rocas en 4 grupos:

1. Rocas primarias, son las montañas compuestas de roca que contienen minerales

metálicos pero no tienen fósiles.

2. Rocas secundarias, corresponden a montañas que consisten de rocas estratificadas y bien litificadas que contienen fósiles, pero que no tienen depósitos minerales.
3. Rocas Terciarias, término que se refiere a montañas bajas, compuestas por gravas (arenas y arcillas) fosilíferas pero inconsolidadas con rocas volcánicas asociadas.
4. Aluvión, consiste de materiales rocosos y tierra proveniente del lavado de montañas, que sobreyacen las otras clases de rocas.

Aquí se introduce el concepto de orden estratigráfico con base en la edad relativa, como está explícito en los términos primarias, secundarias y terciarias. Lehmann 1719-1767 en Boggs 1994, reconoce tres clases de montañas muy similares a las descritas por Arduino.

1. Montañas primitivas, compuestas por rocas cristalinas desprovistas de fósiles y no estratificadas a pobremente bandeadas.
2. Montañas estratificadas o montañas secundarias, constituidas por estratos bien estratificados con fósiles y con material erodado de rocas más viejas.
3. Montañas compuestas de arenas y gravas superficiales poco consolidadas llamadas aluvión.

Arduino y Lehman no conocían las edades reales de los estratos en sus grupos y pueden haber agrupado rocas de edades ampliamente diferentes. No obstante sus esfuerzos por organizar fueron importantes en el desarrollo del concepto de edad relativa como una base para ordenar las sucesiones estratigráficas.

El término Terciario aún sobrevive como un nombre para volverse parte de la terminología estratigráfica moderna. El término Cuaternario, el cual se usa hoy día para uno de los sistemas geológicos de rocas Cenozoicas se basa en la cuarta categoría de rocas de Arduino (aluvión). Este fue introducido en la literatura geológica por Desnoyers en Francia en 1829 en Boggs 1994, como un término paralelo a primario, secundario y terciario.

1.1.3. Nacimiento de la bioestratigrafía y la correlación estratigráfica

William Smith (1769-1839, en Boggs 1994), un topógrafo e ingeniero inglés, en su trabajo como constructor de canales, descubrió que los estratos se caracterizaban por conjuntos únicos de fósiles. Él usó los fósiles para correlación de estratos sedimentarios de un área a otra. Asimismo demostró la importancia práctica del

principio de superposición. A través de su estudio de la relación de los fósiles y los estratos de roca, también ayudó a la creación de la ley de sucesión faunística.

El trabajo de Smith fue seguido en 1842 por la introducción del concepto de etapa biológica. Un paleontólogo Francés, Alcide D'Orbigny concibió las etapas como subdivisiones mayores de estratos, en donde cada etapa sigue sistemáticamente la otra y cada una contiene un conjunto de fósiles característicos; él creía que éstas etapas tenían extensión a lo amplio del mundo y podrían ser reconocidas en cualquier parte. Siguiendo estrechamente el concepto de etapa, el geólogo Alemán, Albert Oppel introdujo en 1856 el concepto de zona biológica, ó biozona. Oppel visualizó las biozonas como unidades estratigráficas de pequeña escala que incluyen todos los estratos depositados durante la existencia de un organismo fósil específico.

Oppel basó sus zonas sobre el traslape de rangos estratigráficos de esos organismos. El rango estratigráfico es el intervalo estratigráfico entre la primera y última aparición de una especie fósil en el registro estratigráfico. Oppel halló que se podría subdividir los estratos y delinear los límites entre unidades de roca a escala pequeña, con base en el contenido fósil, sin importar la litología de las capas que llevan fósiles. Además esas zonas podrían correlacionarse a lo largo de amplias distancias.

Con el desarrollo de los métodos radiocronológicos que permiten estimar las edades absolutas de las rocas, se ha podido asignar gradualmente las edades a los límites de las unidades biológicas.

1.1.4. Desarrollo de la microscopía petrográfica

El Inglés Henry Clifton Sorby, en Boggs 1994 inició los estudios microscópicos de rocas alrededor de 1850, con su trabajo sobre calizas.

1.1.5. La revolución geológica. Separación del piso del mar y tectónica de placas global

A finales de los años 50 y 60, comenzó una nueva era en el estudio geológico, una era marcada por un significativo incremento en la actividad investigativa y por lo tanto por la obtención de datos por todos los tipos de científicos que se encargan de estudiar la tierra.

Este renacimiento de la geología se produjo principalmente por las siguientes razones:

1. Mayor disponibilidad de fondos para financiar la investigación, y desarrollo de nuevas herramientas y técnicas para los estudios de campo y laboratorio. A partir de 1960 en los Estados Unidos hubo mayor disponibilidad de fondos para apoyar la investigación.

2. Incremento de la exploración geofísica, especialmente en las cuencas oceánicas. Esta se intensificó en los años 50 con el uso de la magnetometría, sísmica y gravimetría. Estas investigaciones geofísicas trajeron avances rápidos en el conocimiento y el entendimiento de las relaciones tectónicas y el ambiente depositacional en los océanos. Además generaron un gran número de datos que originaron nuevas ideas acerca de la evolución tectónica de los continentes y de las cuencas oceánicas. Tales ideas abrieron el camino a finales de los 50 y principios de los 60 para el nacimiento de los conceptos de separación del piso del mar y tectónica de placas global. Este concepto considera la corteza terrestre como una capa rígida quebrada en varios segmentos distintos o placas. Esas placas se mueven lentamente una con respecto a la otra, deslizándose sobre un estrato de corteza plástica más profunda. Las placas se separan a lo largo de las cordilleras medio oceánicas, donde se generan nuevas rocas de la corteza por volcanismo. Las placas se mueven juntas o convergen en fosas de mar profundo donde una placa puede meterse debajo de otra para formar una zona de subducción. Figura 1.1.

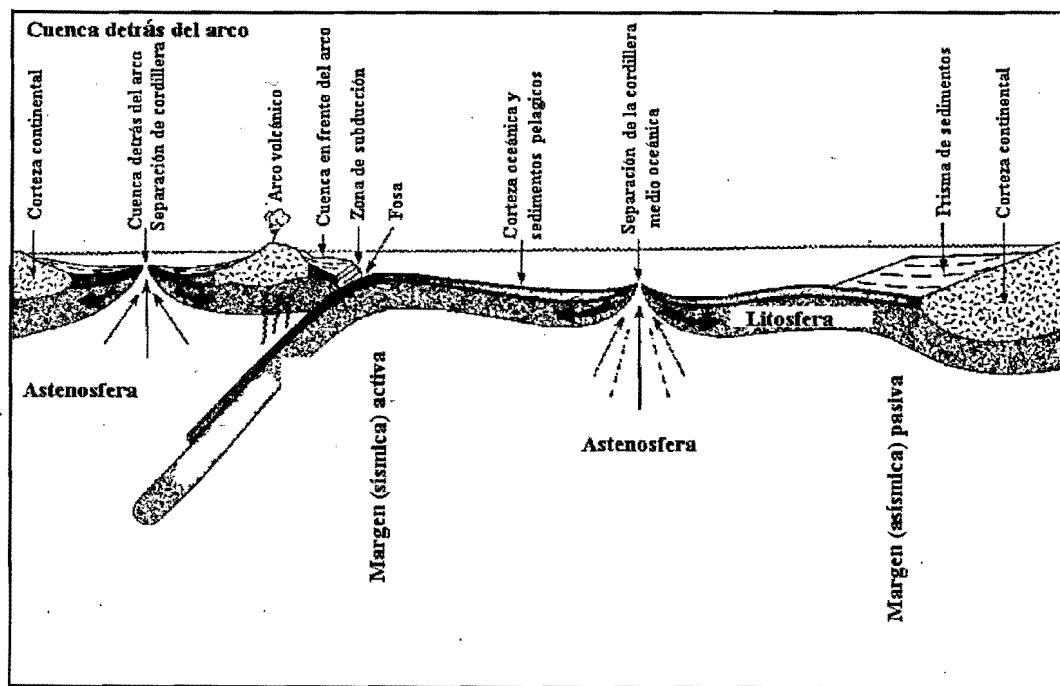


Figura 1.1. Ilustración esquemática idealizada de los principios de tectónica de placas. Modificado de Boggs 1994.

3. Perforaciones profundas, con recuperación de núcleos de las cuencas oceánicas, efectuadas por el D.S.D.P. (proyecto de perforación de mar profundo), iniciado por un grupo de instituciones de investigación de los E. U. y posteriormente con el

apoyo financiero del Reino Unido, Francia, Alemania Occidental, Japón y Rusia.

El programa inicial (ChallengerGlomar) fue reemplazado en 1983 por un nuevo barco de investigación el JOIDES Resolution. Hasta esta fecha se habían perforado casi 600 pozos y recuperado núcleos con una longitud total acumulada de más de 56 km.

En 1984 el nombre del programa de investigación fue cambiado por el de perforación del océano O.D.P. (Ocean Drilling Project) el cual continuó perforando con un grupo internacional de científicos en las principales cuencas del mundo.

A enero de 1994, el JOIDES había perforado 773 pozos en 311 sitios y cubierto 88 km. de nuevos núcleos. El pozo más profundo perforado llegó a una profundidad de 2000 metros bajo el piso del mar.

Los corazones tomados por el ChallengerGlomar y el JOIDES Resolution, junto con otros datos tales como el registro sísmico suministraron información de primera mano acerca de la edad, espesor, y carácter de las rocas oceánicas que confirman la separación del piso del mar. Además, los datos de las perforaciones del mar profundo han suministrado notable claridad sobre el origen de las cuencas oceánicas, cambios en los ciclos de productividad orgánica en el océano antiguo, episodios de actividad volcánica y transporte de sedimentos por mecanismos tales como las corrientes de turbidez.

4. Los geólogos de las compañías de energía han hecho contribuciones importantes al conocimiento de la estratigrafía subsuperficial a través del estudio de las características de reflexión sísmica.

Los geólogos y geofísicos del petróleo desarrollaron la estratigrafía sísmica a mediados de los años 60; además han contribuido con muchos datos acerca de los ambientes de depositación, las propiedades físicas, biológicas y de geoquímica orgánica de las rocas sedimentarias.

1.1.6. Nuevas herramientas y técnicas

Muchos de los avances rápidos en el conocimiento geológico después de los 50, se deben al mejoramiento en la instrumentación y en técnicas para el estudio geofísico, geoquímico y geológico de las rocas. Muchas de esas técnicas tienen aplicación directa en la sedimentología y estratigrafía. Fuera de las técnicas de corazonamiento del mar profundo, se han hecho avances significativos en los campos de: la magnetometría, la sísmica, fotografía bajo el agua, imágenes sonoras, microscopía electrónica, técnicas rápidas para análisis químicos y de tamaño de grano de sedimentos.

La revolución geológica que empezó en los años 60 con el desarrollo de los conceptos de tectónica de placas, ha tenido un enorme impacto en la evolución de la sedimentología y estratigrafía como disciplinas, y sobre los métodos de estudiar las rocas sedimentarias. Estos cambios en las disciplinas han sido tan profundos que a pesar de su larga historia podemos mirar la sedimentología y la estratigrafía como ciencias virtualmente nuevas. Miall 1990, en Boggs 1994, categoriza esos cambios mayores bajo 7 aspectos fundamentales:

1. Refinamientos en cronoestratigrafía, el estudio de las edades absolutas de las rocas, particularmente la integración de los datos radiométricos, magnetoestratigráficos y bioestratigráficos.
2. Evolución de la sedimentología a través de estudios de facies y modelos de facies dentro de una ciencia madura capaz de explicar los orígenes de las rocas.
3. Desarrollo del concepto de sistema depositacional, un paquete completo de ambientes y sus productos sedimentarios, formulados a partir de la ley de Walter y el concepto de secuencias estratigráficas.
4. Evolución de técnicas modernas de estratigrafía sísmica
5. Revitalización del interés en todas los tipos de ciclos estratigráficos y ciclicidad
6. Surgimiento de técnicas poderosas de simulación numérica y modelamiento por computador de evolución de cuencas.
7. Surgimiento de un conjunto de modelos de cuencas caracterizadas por geometrías estructurales distintivas y geometrías estratigráficas y estilos paleogeográficos.

1.1.7. Rocas sedimentarias e historia de la tierra

El objetivo último de todo estudio geológico es entender el origen y evolución de la tierra a través del tiempo. Todos los materiales de la tierra, tales como rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias, contienen las evidencias de la historia de la tierra. Las rocas sedimentarias y los fósiles que éstas contienen son importantes, porque proporcionan buena información acerca de la geografía pasada, el clima, los ambientes de depositación, formas de vida y composición del océano. Los fósiles en las rocas sedimentarias también sirven para determinar la edad relativa de éstas haciendo posible su organización en una sucesión estratigráfica significativa.

1.1.8. Paleogeografía y paleoclimatología

La paleogeografía es el estudio y descripción de la geografía física del pasado

geológico. Esta vincula la reconstrucción histórica de los patrones de la superficie de la tierra o de un área dada, con un tiempo particular en el pasado geológico.

Esta es la ciencia que dice literalmente como el aspecto de la tierra ha cambiado con el tiempo. La paleogeografía envuelve entre otras cosas, la interpretación de las relaciones cambiantes de continentes y océanos.

A escala global se han hecho grandes avances en la interpretación de las posiciones de cambio relativo de las masas continentales aplicando los principios de separación del piso del mar y la tectónica de placas. A escalas regionales, los geólogos pueden estudiar las características de las rocas sedimentarias antiguas y su relación estratigráfica para reconstruir ambientes sedimentarios antiguos y condiciones ecológicas. Este conocimiento permite fijar la posición aproximada de las líneas de costa durante el pasado geológico y cartografiar avances y retrocesos del océano a través del tiempo geológico.

La Paleoeología, es la ciencia de la relación entre organismos antiguos y su ambiente, por lo tanto es una parte integral del análisis ambiental; también involucra la interpretación de las posiciones relativas de cuencas oceánicas y áreas fuentes de sedimentos. La presencia de tierras continentales altas desvanecidas se pueden deducir de la naturaleza de los sedimentos desprendidos de esas montañas y depositados en cuencas oceánicas adyacentes.

La paleoclimatología, es el estudio de los climas antiguos. Los análisis paleoclimáticos se basan en la identificación de indicadores paleoclimáticos en las rocas sedimentarias, tales como tilitas pobremente seleccionadas, lo cual sugiere climas glaciales; fósiles distintivos tales como hojas de palma y corales, que indican climas cálidos y litologías que anotan la depositación bajo condiciones climáticas especiales, como es el caso de las arenas eólicas y los depósitos de evaporitas, que sugieren la depositación en climas desérticos áridos o semiáridos.

Las extensas capas de carbón, sugieren condiciones climáticas húmedas. Así los análisis paleoclimáticos dependen casi totalmente del estudio de los minerales, texturas y fósiles de las rocas sedimentarias.

1.1.9. Sucesiones de formas de vida antiguas

Los organismos fósiles aparecen en el registro de la roca en un orden definido y reconocible en cada formación. La sucesión ordenada de fósiles hallada en los estratos sedimentarios, permite correlacionar los estratos y organizarlos de acuerdo a la edad relativa. Esto también hace posible a los geólogos y paleontólogos, determinar las edades relativas de los estratos fosilíferos en cualquier parte por referencia a una columna estratigráfica estándar. Además suministra fuertes evidencias que corroboran

el principio de evolución orgánica.

1.1.10. Composición de la atmósfera y el océano antiguo

Las claves de la evolución de la atmósfera y el océano de la tierra están ligadas a ciertos tipos de rocas sedimentarias. Por ejemplo las diferencias en el grado de oxidación de minerales que tienen hierro en rocas más jóvenes y viejas que el Precámbrico, pueden indicar cambios en el nivel relativo del oxígeno en la atmósfera. Las variaciones en la abundancia relativa de isótopos de sulfuro, particularmente $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ en depósitos de lutitas y evaporitas antiguas proporcionan evidencias de la composición isotópica del sulfuro del océano antiguo y por ende la composición de sulfato y sulfuro del océano. La presencia de depósitos espesos ampliamente dispersos de sal, yeso y otras evaporitas en secuencias estratigráficas de varias edades, no solamente proporciona información acerca del clima pasado, sino que también sugiere cambios temporales en la salinidad del océano, al menos localmente. Los cambios en la salinidad debidos a la depositación de grandes cantidades de evaporitas, pueden disminuir localmente las sales del océano, causando la disminución temporal de la salinidad.

1.1.11. Aplicaciones prácticas

Casi todo el petróleo, el gas y el carbón se presenta en rocas sedimentarias. La exploración de petróleo y gas requiere los servicios de geólogos entrenados que puedan evaluar las características sedimentológicas y relaciones estratigráficas de formaciones del subsuelo e identificar condiciones de reservorio y entrapamiento favorables al petróleo. El conocimiento de propiedades de las rocas tales como: porosidad, permeabilidad, geoquímica orgánica, edad y relaciones estratigráficas, juegan un papel importante en la investigación para encontrar nuevos combustibles fósiles. El desarrollo del campo de la estratigrafía sísmica como una herramienta en la exploración de petróleo, es un ejemplo de proyección de la aplicación práctica de los principios estratigráficos.

La sedimentología y estratigrafía tienen aplicaciones en la industria mineral, pues cierto tipo de minerales tales como el uranio, vanadio, manganeso, hierro, plomo, zinc y cobre pueden estar localizados en depósitos sedimentarios de ambientes particulares tales como ambientes fluviales o arrecifales.

La exploración de depósitos comerciales de roca fosfática, sal, yeso y otros depósitos minerales no metálicos depende igualmente del conocimiento del ambiente y la estratigrafía.

Otros ejemplos prácticos incluyen la exploración de aguas subterráneas (las cuales ocurren principalmente, pero no exclusivamente en rocas sedimentarias).

Y su aplicación a problemas de ingeniería tales como transporte de sedimentos en estuarios y otras regiones cerca de la costa, obstrucción de reservorios, control de canales de río, construcción de carreteras, presas, fundaciones, control de canales de río etc.

Otras aplicaciones incluyen el estudio de la influencia de la sedimentación sobre agregados de concreto, estudio de minerales arcillosos en el campo de los cerámicos, evaluación de las arenas de fundación y uso de rocas sedimentarias como sitios de almacenaje para agua, gas natural y desechos radiactivos y químicos.

2. LITOESTRATIGRAFÍA

Antes de hablar de las unidades litoestratigráficas es conveniente definir algunos conceptos importantes tales como los contactos entre unidades de roca, la arquitectura de la depositación, las facies y la correlación de unidades litológicas.

La litoestratigrafía tiene que ver con el estudio y organización de los estratos con base en sus características litológicas.

2.1. LITOLOGÍA

Los geólogos usan el término litología de dos maneras diferentes, pero relacionadas. Estrictamente hablando, este término se refiere al estudio y descripción del carácter físico de las rocas, especialmente en ejemplares de mano y afloramientos. También se usa, como un término que se refiere a las características físicas de las rocas tales como: tipo, color, composición mineral y tamaño de grano, las cuales son características litológicas. Por ejemplo, nos podemos referir a la litología de una unidad estratigráfica particular como arenisca, lutita, caliza, basalto, anfibolita, etc. Así las unidades litoestratigráficas son unidades de roca que se definen teniendo en cuenta sus propiedades físicas, y la litoestratigrafía tiene que ver con el estudio de las relaciones estratigráficas entre rocas que se pueden identificar con base en la litología.

2.2. CONTACTOS ESTRATIGRÁFICOS

En el libro de Sam Boggs 1994, se clasifican los contactos estratigráficos de la siguiente manera:

Las diferentes unidades litológicas están separadas unas de otras por contactos, que son superficies planas o irregulares que separan diferentes tipos de roca. Los estratos superpuestos verticalmente son conformables o inconformables dependiendo de la continuidad en la depositación. Un contacto conformable indica que no ha ocurrido distorsión o hiato en la depositación.

Los estratos conformables se caracterizan por secuencias depositacionales no afectadas tectónicamente generalmente depositadas en orden paralelo, en las cuales los estratos se forman uno encima del otro por depositación mas o menos continua bajo las mismas condiciones generales. La superficie que separa los estratos conformables es una

conformidad, es decir una superficie que separa estratos más jóvenes de rocas más viejas pero a lo largo de la cual no hay evidencia física de no depositación. Un contacto conformable indica que no ha ocurrido distorsión significativa en la depositación.

Un hiato se define como el intervalo total de tiempo geológico representado por los estratos perdidos en una posición específica a lo largo de la superficie estratigráfica.

Los contactos entre estratos que no suceden rocas infrayacentes en orden inmediato de edad, o que no encajan junto con ellos como parte de un todo continuo, se denominan inconformidades. ✓ Así una inconformidad es una superficie de erosión o no depositación que representa un hiato significativo y separa estratos más jóvenes de rocas más viejas. Las inconformidades indican falta de continuidad en la depositación y corresponden a períodos de no depositación, meteorización o erosión subaérea o subacuosa antes de la depositación de las capas más jóvenes. Las inconformidades representan una distorsión sustancial en el registro geológico que puede corresponder a períodos de erosión o de no depositación de millones, o aún cientos de millones de años.

James Hutton fue la primera persona en reconocer una inconformidad (en Escocia en 1787) aunque él nunca usó el término para describir el contacto. Lo que Hutton encontró es lo que ahora se denomina una inconformidad angular. Una inconformidad que separa dos unidades estratificadas donde existe una discordancia angular entre las unidades. Nunca se ha definido claramente cuanta discordancia angular se requiere para calificar la inconformidad como una inconformidad angular, pero parece razonable sugerir que la discordancia debe ser lo suficientemente grande para que se reconozca en el campo.

Los contactos están presentes también entre rocas lateralmente adyacentes. Estos contactos se forman entre unidades de roca de edad equivalente que desarrollan diferente litología debido a diferentes condiciones en el ambiente depositacional. Los contactos entre cuerpos lateralmente adyacentes pueden ser gradacionales, donde un tipo de roca grada en otra o pueden ser contactos interdigitados.

2.2.1. Contactos entre estratos conformables

Los contactos entre estratos conformables pueden ser abruptos o gradacionales.

Contacto abrupto. Ocurre debido a cambios repentinos de litología. Muchos contactos abruptos coinciden con planos de estratificación depositacional primaria que se formaron debido a cambios en las condiciones locales de depositación.

En general los planos de estratificación representan interrupciones menores en las condiciones depositacionales. Tales interrupciones menores que involucran solo hiatos

cortos en la sedimentación, con poca o ninguna erosión antes que la depositación sea reasumida, se llaman diastemas. Los contactos abruptos también se pueden producir por alteración química de las capas después de la depositación generando cambios en el color debidos a oxidación o reducción de minerales que tienen hierro, cambios en el tamaño de grano producidos por recristalización o dolomitización, o cambios en la resistencia a la meteorización causados por cementación por sílice o carbonatos.

Contacto gradacional. Los contactos conformables son gradacionales, si el cambio de una litología a otra es gradual, reflejando cambios progresivos en las condiciones depositacionales a través del tiempo. El contacto progresivo gradual, ocurre donde una litología grada en otra por cambios progresivos más o menos uniformes en tamaño de grano, composición mineral u otra característica.

Ejemplos:

- Unidades de arenisca que se vuelven progresivamente de grano más fino hacia arriba hasta que cambian a lodolitas. Figura 2.1A.
- Areniscas ricas en cuarzo que se enriquecen progresivamente hacia arriba en fragmentos líticos hasta que cambian a arenitas líticas.

Contactos intercalados. Son contactos gradacionales en los cuales ocurre interestratificación de rocas de una litología particular, en otra. Mientras los estratos de un tipo de roca aumentan sucesivamente su espesor en una dirección, los otros se adelgazan. Figura 2.1B.

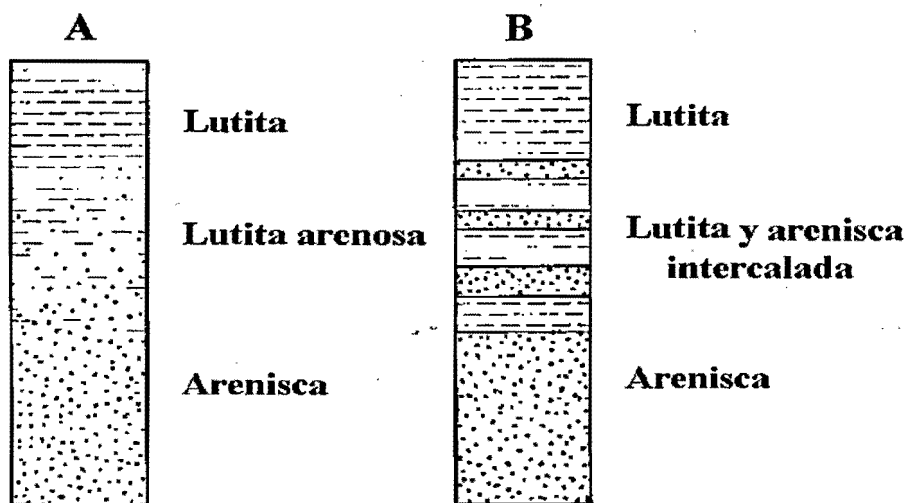


Figura 2.1. Tipos de contactos verticales gradacionales:
A. Gradual progresiva y B. Intercalado

2.2.2. Contactos entre estratos inconformables.

Se reconocen cuatro tipos de contactos inconformables (inconformidades). Las superficies que separan estratos inconformables se denominan inconformidades.

1. Inconformidad angular.
2. Disconformidad.
3. Paraconformidad.
4. No conformidad.

1, 2, 3 y 4 se reconocen teniendo en cuenta: la presencia o ausencia de una relación angular entre los estratos inconformables, la presencia o ausencia de una marcada superficie erosional separando los estratos y la naturaleza de las rocas que infrayacen la superficie de inconformidad.

Los tres primeros tipos de inconformidad ocurren entre cuerpos de rocas sedimentarias. El último tipo se presenta entre rocas sedimentarias y rocas metamórficas o ígneas.

1. Inconformidad angular. Los sedimentos más jóvenes reposan sobre la superficie erodada de rocas más viejas vasculadas o plegadas; las rocas más viejas tienen buzamientos diferentes, comúnmente forman ángulos mayores que los de las rocas más jóvenes. Figura 2.2A.

Inconformidad angular local. Confinada a áreas geográficas limitadas.

Inconformidad regional. Se extiende por decenas o aún cientos de kilómetros.

Algunas inconformidades angulares son claramente visibles en un simple afloramiento. Por el contrario, las inconformidades regionales entre unidades estratigráficas de buzamiento muy bajo no se aprecian en un simple afloramiento y pueden requerir cartografía detallada de un área grande antes de que ellas se puedan identificar.

2. Disconformidad. Es una inconformidad en la cual los planos de estratificación arriba y abajo de la superficie inconformable son esencialmente paralelos y el contacto entre las capas más jóvenes y más viejas esta marcada por una visible superficie de erosión irregular, Figura 2.2B. Las disconformidades se reconocen por su superficie de erosión, la cual puede tener variaciones de relieve de más de decenas de metros. Las superficies de disconformidad, al igual que las inconformidades angulares se pueden marcar por zonas de suelo fósil o pueden incluir depósitos de grava que contienen

guijarros de la misma litología de la unidad infrayacente inmediatamente encima de la superficie inconformable. Se presume que las disconformidades se forman debido a un importante período de erosión durante el cual las rocas más viejas permanecieron esencialmente horizontales durante un levantamiento aproximadamente vertical y el hundimiento posterior

3. Paraconformidad. Es una inconformidad difícilmente reconocible en la cual las capas encima y debajo de la inconformidad son paralelas y en la cual no se diferencian superficies erosionales u otras evidencias físicas de inconformidad. El contacto se puede presentar como un simple plano de estratificación, Figura 2.2C.

Las paraconformidades no se reconocen fácilmente y se deben identificar teniendo en cuenta estratos perdidos, a partir de evidencias paleontológicas tales como la ausencia de zonas faunísticas o cambio faunístico abrupto.

4. No conformidad. Es una inconformidad desarrollada entre rocas sedimentarias y rocas ígneas o metamórficas masivas más antiguas que fueron expuestas a la erosión antes de ser cubiertas por sedimentos, Figura 2.2D.

La presencia de inconformidades tiene considerable significado en estudios sedimentológicos. Muchas secuencias estratigráficas están limitadas por inconformidades, indicando que esas secuencias son registros incompletos de sedimentación pasada. Las inconformidades no sólo muestran que alguna parte del registro estratigráfico está perdido, sino que también indican que un importante evento geológico tuvo lugar durante el período de tiempo representado por la inconformidad; un episodio de levantamiento y erosión, o menos probablemente un extenso período de no depositación.

Las inconformidades no se restringen a unidades sedimentarias. Al igual que los planos de estratificación y los diastemas, se pueden encontrar dentro de rocas ígneas y metamórficas.

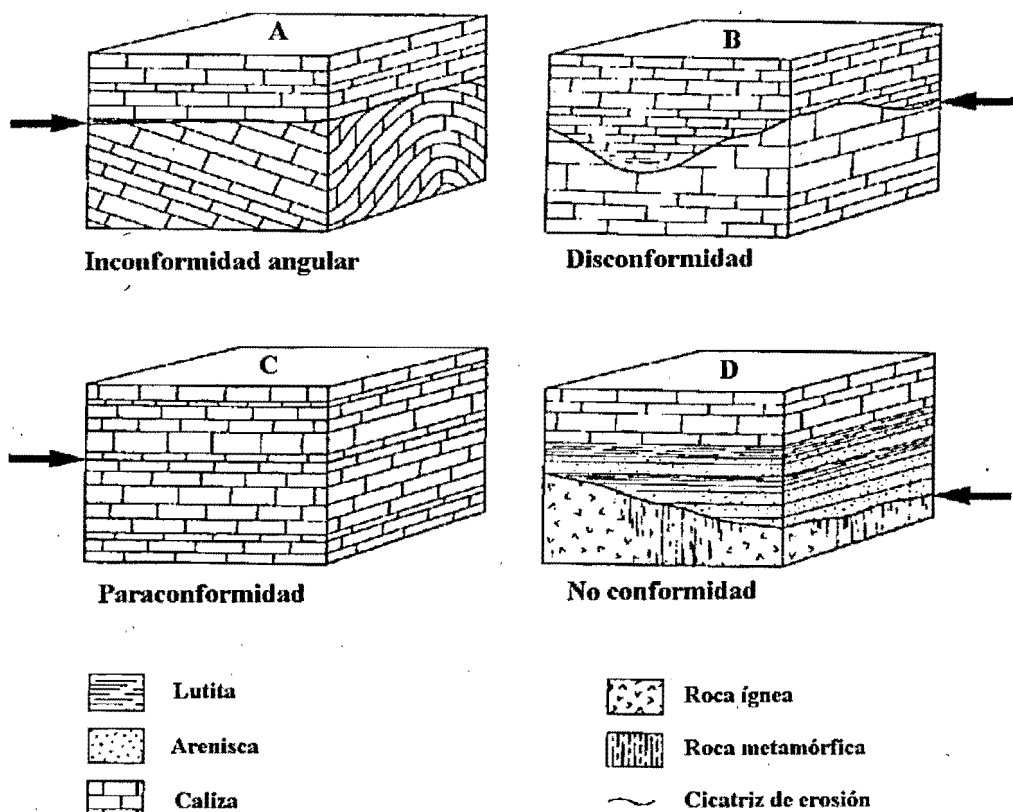


Figura 2.2. Cuatro tipos de inconformidades:

- A. Inconformidad angular
- B. Disconformidad
- C. Paraconformidad
- D. No conformidad

2.2.3. Contactos entre unidades lateralmente adyacentes

Las unidades estratigráficas también tienen límites laterales finitos. Ellas no se extienden lateralmente indefinidamente, sino que terminan eventualmente, abruptamente debido a la erosión o más gradualmente por cambio a una litología diferente. Los cambios laterales pueden estar acompañados por:

- Adelgazamiento progresivo de unidades hasta extinguirse o pincharse, Figura 2.3A.
- División lateral de una unidad litológica en muchas unidades delgadas que se pinchan independientemente - interdigitación, Figura 2.3B.
- Gradación lateral progresiva similar a la gradación vertical progresiva, Figura 2.3C.

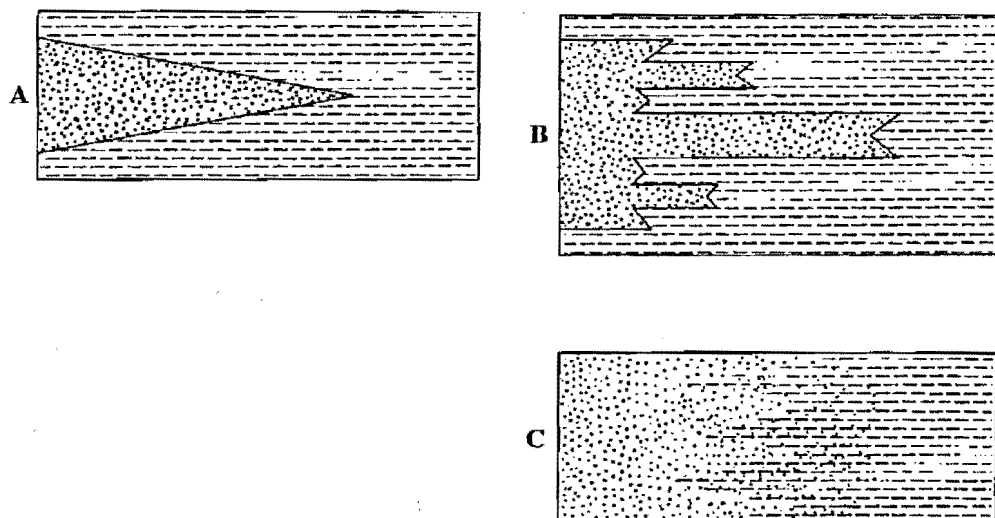


Figura 2.3. Relación lateral de unidades sedimentarias:

- A. Adelgazamiento progresivo de unidades hasta desaparecer o pincharse
- B. Intedigitación
- C. Gradación lateral progresiva

2.2.4 Contactos geológicos

Aparte de los contactos estratigráficos es importante definir algunos contactos geológicos, Howe 1997, define un contacto geológico como un límite entre dos unidades que se identifican con base en una diferencia composicional, textural, estructural o temporal entre las unidades. ✓ Las unidades están compuestas principalmente de rocas, pero los sedimentos o los suelos también pueden estar presentes. ✓ En una localidad particular, un contacto puede ser abrupto o gradacional. ✓ Como el contacto se traza lateralmente, este puede ser planar, ondulado, presentarse a lo largo de una falla, cambiar en otro tipo de contacto o desaparecer debido a cambios de facies.

Algunos de los contactos geológicos más ampliamente reconocidos se describen a continuación.

Plano de estratificación. Este contacto ocurre de dos maneras. Si los sedimentos o unidades de rocas se depositan continuamente sin ninguna interrupción en el proceso de formación, mientras que al mismo tiempo el material fuente o las condiciones de energía cambian, se puede producir un cambio en la composición o la textura que se produce en la estratificación de los materiales depositados. O, la actividad de organismos algunas veces produce la estratificación. En cualquiera de los dos casos, el límite entre los estratos es un tipo de contacto de plano de estratificación. Figura 2.4.

Un segundo tipo de contacto de plano de estratificación se produce cuando ocurre una interrupción menor en la depositación seguida por la reanudación de la formación de los depósitos. Este último tipo de contacto de plano de estratificación también se ha llamado diastema (Barrell, 1917 en Howe 1997). Los dos tipos de contactos de planos de estratificación frecuentemente son indiferenciables en el campo.

Los contactos de planos de estratificación están usualmente entre unidades de rocas sedimentarias; sin embargo, esos tipos de contactos también se presentan en rocas ígneas y metamórficas. Por ejemplo, contactos, entre capas sucesivas de cenizas volcánicas. Las rocas metasedimentarias y metavolcánicas con frecuencia muestran estratificación que no fue destruida por los procesos metamórficos.

Es mejor utilizar el nombre contacto de estratificación que contacto de plano de estratificación porque frecuentemente este tipo de contacto no es una superficie perfectamente plana. La actividad de los organismos (tal como madrigueras) es una de las principales causas para que se formen superficies de estratificación no planas. Moore y Scruton (1957 en Howe 1997) han anotado algunas de las variaciones que ocurren en la estratificación de sedimentos y han presentado un esquema para definir los tipos de estratificación con base en las características de los límites entre los estratos.



Figura 2.4. Contacto de estratificación

Diastemas. Son contactos los cuales están marcados por vacíos menores en la

secuencia depositacional. Ellos son superficies de erosión o no depositación entre dos estratos donde el vacío en el tiempo entre la formación de los estratos es de relativamente corta duración. Además para el diastema descrito arriba, este tipo de contacto también se puede identificar con base en las diferencias estructurales entre dos conjuntos de estratos. Una de las maneras más fácil de reconocer diastemas es el contacto entre dos paquetes de estratificación cruzada, Figura 2.5. Al igual que el contacto de plano de estratificación, los diastemas se pueden hallar dentro de rocas ígneas y metamórficas.

Algunos diastemas se pueden confundir con inconformidades. Sin embargo, a diferencia de los diastemas, las inconformidades marcan vacíos mayores en el registro geológico. Nunca se ha definido claramente cuanto vacío se requiere en el registro geológico para que se reconozca una inconformidad, pero de acuerdo a Boggs 1987, "estratos inconformables son estratos en una secuencia vertical, que no suceden rocas infrayacentes en orden inmediato de edad o no están junto a ellas como parte de un todo continuo". Los diastemas y las inconformidades pueden ser superficies de erosión o no depositación o una combinación de ellos: Así la diferencia esencial entre ellos es la longitud relativa que cada uno representa.

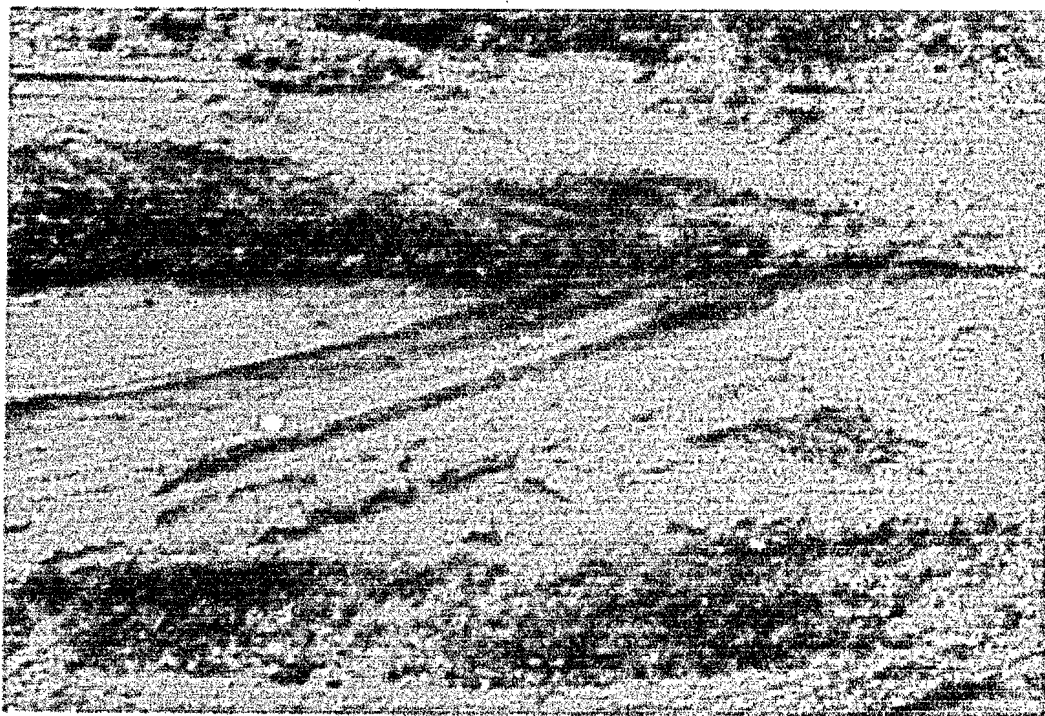


Figura 2.5. Contacto por diastemas. Paquete de estratificación cruzada

Contactos pedológicos. Forman los límites entre y en la base de muchos suelos,

Muchos contactos pedológicos son gradacionales lo cual explica parcialmente porque son difíciles de reconocer en secuencias de rocas antiguas. Las trazas de raíces fósiles son el mejor rasgo diagnóstico para la identificación de paleosuelos. Retallack 1988 proporciona datos sobre la variación que existe entre los límites de suelos.

Una falla es un tipo de contacto, Figura 2.6, a lo largo de la cual los cuerpos de roca se han puesto en contacto por movimiento relativo. Rogers, 1991 describe los métodos usados para reconocer fallas en el campo.

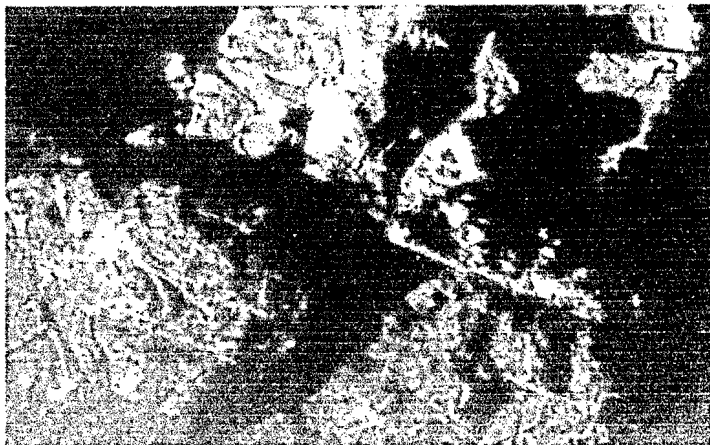


Figura 2.6. Contacto fallado

Los contactos entre cuerpos de rocas ígneas y metamórficas caen en dos categorías:

Un contacto intrusivo. Se presenta entre un plutón ígneo y la unidad que ha intruido, Este tipo de contacto también se presenta entre plutones sedimentarios tales como domos de sal y las rocas que ellos han intruido.

Un contacto extrusivo. Robert C. Howe 1997 propone este término para el contacto que se presenta en la base de un flujo de lava u otra unidad volcánica. Si el material extrusivo no estuvo suficientemente caliente para producir metamorfismo al tiempo de su formación, el contacto se debería colocar en una de las otras categorías dadas anteriormente. Pero si ocurre metamorfismo, el término contacto baked también se puede usar.

2.3. SUCESIONES VERTICALES DE ESTRATOS

Las conformidades e inconformidades dividen las rocas sedimentarias en sucesiones verticales de estratos, cada una caracterizada por un aspecto litológico particular. Los diferentes tipos de estratos pueden suceder uno a otro verticalmente de una gran

variedad de maneras; se distinguen las unidades de rocas que se caracterizan por:

1. Uniformidad litológica.
2. Heterogeneidad litológica y
3. Sucesiones cíclicas.

Las unidades de roca que tienen uniformidad litológica completa son raras, aunque muchas de sus capas pueden mostrar un alto grado de uniformidad en color, tamaño de grano, composición o resistencia a la meteorización. Las unidades que son más uniformes son los sedimentos de grano fino que fueron depositados lentamente bajo condiciones esencialmente uniformes en aguas profundas; o sedimentos más gruesos que han sido depositados rápidamente por algún tipo de transporte en masa, tal como el flujo de granos.

Los cuerpos heterogéneos de estratos sedimentarios se caracterizan por variaciones internas o irregularidades en las propiedades. Las unidades heterogéneas pueden incluir estratos tales como tilitas o depósitos de flujo de detritos pobremente seleccionados, así como unidades espesas interrumpidas internamente por capas más delgadas caracterizadas por diferencias en tamaño de grano o rasgos de estratificación.

Muchas sucesiones estratigráficas muestran repeticiones de estratos que reflejan una secuencia de procesos depositacionales relacionados y cambios de condiciones que ocurrieron en el mismo orden. Tales eventos repetitivos se deben a sedimentación cíclica o rítmica.

La sedimentación cíclica produce secuencias verticales de estratos que muestran un arreglo ordenado y repetitivo de diferentes clases de sedimentos, tanto a pequeña escala como las varves, depositadas anualmente en lagos glaciales, como los ciclos de sedimentación a gran escala, causados por largos períodos de migración cíclica de ambientes depositacionales. Otros ejemplos comunes de depósitos cíclicos incluyen turbiditas estratificadas rítmicamente, depósitos laminados de evaporitas, secuencias rítmicas de caliza y lutita y depósitos de lutita negra. Las secuencias cíclicas se presentan en todos los continentes.

2.4. SUCESIONES LATERALES DE ESTRATOS

Los sedimentos arenosos del frente de playa pueden gradar en la dirección del mar a sedimentos lodosos en la plataforma interior superficial; las arenas y limos del frente deltáico comúnmente gradan en dirección del mar a los lodos del prodelta; y las arenas oolíticas o esqueléticas de carbonatos de la orilla de los bancos gradan en dirección a la plataforma abierta a lodos de carbonato peletal.

2.4.1. Facies sedimentarias

El concepto de facies fue dado inicialmente por Gressly entre 1840 y 1850: como la integración de la litología y los fósiles.

El conocimiento de los ambientes depositacionales modernos permiten interpretar la litología y las asociaciones de fósiles en las rocas sedimentarias en términos de ambientes sedimentarios y procesos depositacionales. La yuxtaposición lateral de ambientes depositacionales se puede deducir a partir de la sucesión de facies vertical ininterrumpida , Figura 2.7 y 2.8, con el fin de reconstruir la paleogeografía. Por ejemplo la progradación de la línea de costa produce una secuencia granocreciente.

La reconstrucción de la geomorfología da una idea cualitativa de la posición de las facies con relación la una a la otra, pero no permite una aproximación cuantitativa de (la posición exacta de los rellenos de canal, una estimación del grado de conexión, el tamaño de los cuerpos sedimentarios etc.), Homewood y otros 2000.

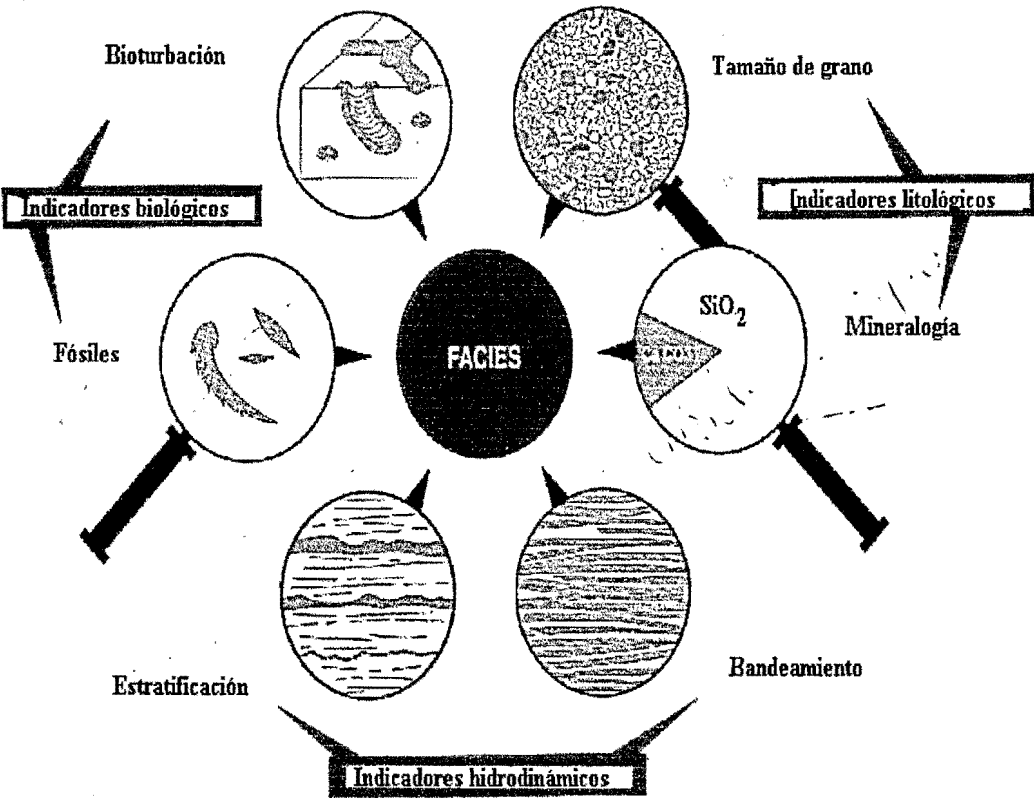


Figura 2.7. Principales constituyentes que definen una facies sedimentaria. Modificado de Homewood et al. 2000.

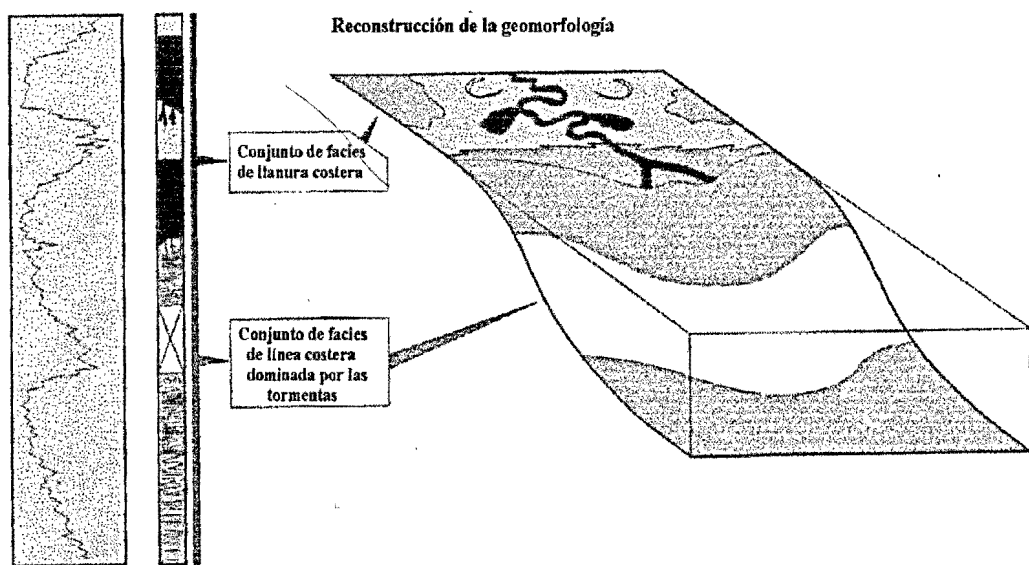


Figura 2.8. Reconstrucción de la geomorfología a partir de una sección vertical. Modificado de Homewood et al. 2000.

Luego de una revisión exhaustiva sobre el concepto de facies a través del tiempo efectuado por Etayo (notas de clase) a partir del documento Bulletin of American Association of Petroleum Geologist, Vol. 42 No. 11 de 1958, llegó a algunas de las siguientes conclusiones:

- El concepto de facies en estratigrafía que descansa sobre los principios enunciados por Gressly, Provo y Oppel, quedó firmemente establecido en el pensamiento general europeo antes de terminar el siglo diecinueve.
- Por su desarrollo el término facies debería restringirse preferiblemente a rocas sedimentarias. Dicha voz expresa un concepto estratigráfico.
- La facies es la suma total de todas las características primarias de una roca sedimentaria, de las cuales se puede deducir su ambiente de deposición. La facies por tanto es esencialmente una abstracción. No es, una clase particular de roca sino algo que tiene la roca.
- Los cambios secundarios, incluyendo aquellos introducidos por meteorización y metamorfismo no son parte de la facies estratigráfica.
- Las facies disímiles se denominan heterópicas y las facies idénticas o muy

similares se llaman isópicas.

- Las cintas de facies (Faciesbezirke de Walther) están constituidas por sistemas de facies heterópicas coetáneas genéticamente interconectadas. Varias cintas de facies se pueden agrupar en una familia de facies y varias familias de facies en una serie de facies (facies suite), cada una de éstas categorías caracterizan asociaciones de facies que son indicadores de ambientes progresivamente más extensos y más variados.
- Las facies isópicas se pueden reconocer en sucesiones estratigráficas separadas verticalmente en un área de sedimentación o cuenca. Por ejemplo, se reconocen facies isópicas recurrentes en los ciclotemas de la región continental del centro de EE. UU.

Tres maneras de considerar la relación entre las facies

- I. Vertical lateral
- II. Lateral
- III. Vertical

- I. A1 + A2 + A3 + A4 + A5. Facies isópicas heterócronas
- II. A3 + B3 + C3 + D3. Cinta de facies isocrónas heterópicas (cada elemento por una facies).
- III. Sección columnar a-a } = Secuencia de facies compuesta por facies heterócronas heterópicas.
[A3 + (B5, B4) + (C4, C3) + D3]

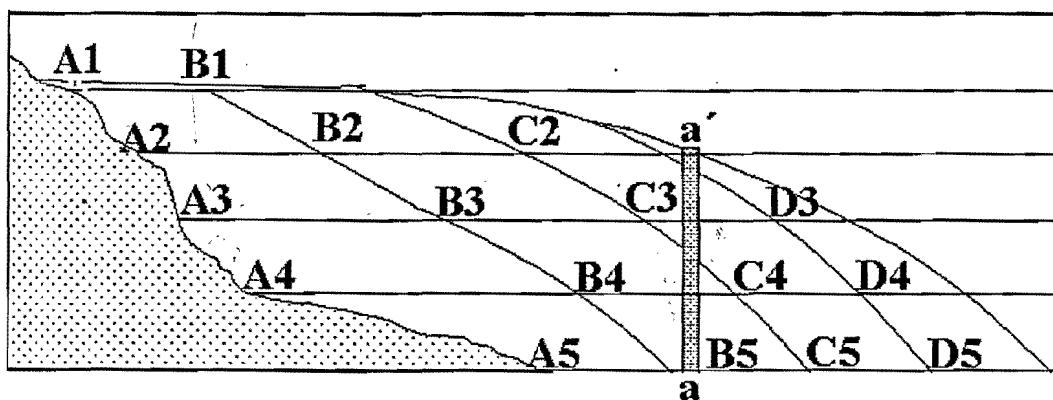


Figura 2.9. Secuencia generalizada de las rocas formadas en condiciones de elevación del nivel del mar. Las líneas oblicuas son los límites de las facies, las líneas horizontales corresponden a planos que indican tiempos diferentes. Las facies iguales se indican por letras romanas, los depósitos cronológicamente equivalentes por números. Modificado de Etayo 2001.

- Por esto las facies no se pueden denominar formalmente como las formaciones, como lo ha hecho, por ejemplo, Stockale 1951, que dividió las formaciones en facies lateralmente segregadas y éstas últimas en miembros. Una numeración informal de las facies tal como lo hicieron Mckee 1938 y Botvinkine et al 1956, en Boggs 1994, es admisible y frecuentemente útil.
- El reconocimiento de cambios verticales de facies o secuencias de facies, es tan importante como el cambio lateral de facies. De un mismo modo como los cambios laterales de facies dan información acerca de la diversidad de condiciones ambientales en una misma cuenca de sedimentación, la observación de cambios verticales de facies es fundamental para el estudio de los cambios de las condiciones ambientales en el tiempo. Considerando que la estratigrafía atañe al estudio de las sucesiones de eventos geológicos, el concepto de secuencia de facies es importante, rechazar el concepto de cambio vertical de facies es ilógico puesto que toda unidad estratigráfica tiene una dimensión vertical y representa un intervalo de tiempo. Donde una facies endenta lateralmente con otra facies ocurre una superposición vertical de facies. Sería poco práctico establecer generalizaciones arbitrarias para determinar cuando un cambio de facies cesa de ser lateral y por tanto ya no habría más un cambio de facies.
- La facies debería usarse como un término estrictamente descriptivo para referirse a las características litológicas y paleontológicas de una roca sedimentaria. La interpretación ambiental es el fin último de los estudios de facies, el ambiente no es la facies. Las interpretaciones pueden estar sujetas a cambios; las facies que indican un ambiente litoral para un observador puede sugerir un ambiente continental (fluvial) para otro. De aquí que términos tales como facies litoral no tienen sentido o al menos son ambiguos.
- La "Biofacies" como se usa hoy día en estratigrafía es conceptualmente diferente de la biofacies en ecología, especialmente en ecología marina. La "biofacies" estratigráfica puede no representar y no estar relacionada con cualquier biofacies ecológica particular preexistente. El uso del término biofacies debería restringirse a ecología y los caracteres llamados hoy así en estratigrafía deberían denominarse facies paleontológicas.

2.5. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS COMBINADAS VERTICALES Y LATERALES

2.5.1. Ley de Walther

Walter 1880-1890 lo que hizo fue integrar la litología, los fósiles y el tiempo, Homewood et al. 2000.

Los conceptos desarrollados por Gressly desde sus observaciones litológicas y paleontológicas son conocidos como la ley de Walter, Figura 2.10. En efecto, Walter dio una perfecta descripción de cómo el tiempo es registrado como rocas o superficies, justo como es puesto ahora en práctica por la estratigrafía genética. Walter resaltó la importancia de integrar no solamente los datos paleontológicos sino también el balance de masa de sedimentos (en volumen) con el fin de seguir la línea del tiempo, Homewood et al. 2000.

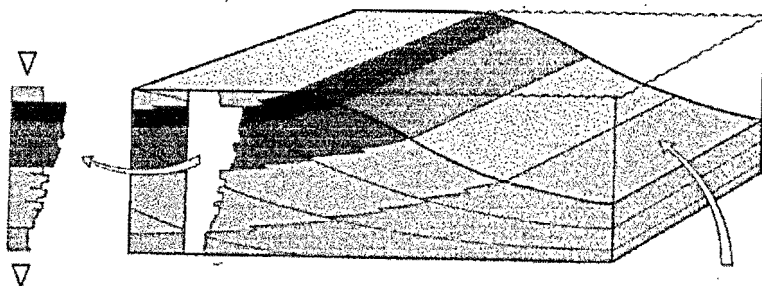


Figura 2.10. Ley de Walther. Una secuencia vertical de facies corresponde al registro a través del tiempo, de su sucesión lateral. Modificado de Homewood et al. 2000.

El principio de la sucesión de facies de Walter se explica mejor con un ejemplo. Un sistema deltáico tiene varios ambientes de fondo y a cada uno de ellos corresponde un tipo característico de sedimento o facies, Figura 2.11. En un momento determinado, los ambientes y sus facies coexisten y son adyacentes lateralmente. El sistema deltáico como otros ámbitos de acumulación, es dinámico y cambia de posición con el tiempo. Considérese el ejemplo en el que el delta y sus ambientes componentes migran juntos en dirección al mar; a medida que se mueven hacia el mar conservan un patrón constante en vista de planta y también producen un patrón definido en la vertical, de tal modo que la facies más próxima al continente va a descansar (es decir se apoyará) sobre el techo de la facies contigua que está próxima al mar. El resultado es una columna o sucesión vertical de facies que repite la disposición lateral de las facies.

Un núcleo vertical obtenido de la totalidad de la acumulación deltáica; Figura 2.11 contendrá una sucesión de facies con el mismo orden que el de la disposición lateral de

facies que coexistieron durante un momento dado del tiempo geológico. Utilizando el conocimiento de los ambientes de acumulación contemporáneos y sus facies componentes, el geólogo puede extrapolar más allá de los datos obtenidos de muestras de una sección vertical y predecir dónde puede hallarse o dónde debería presentarse determinada facies, en dirección lateral al sitio de muestreo.

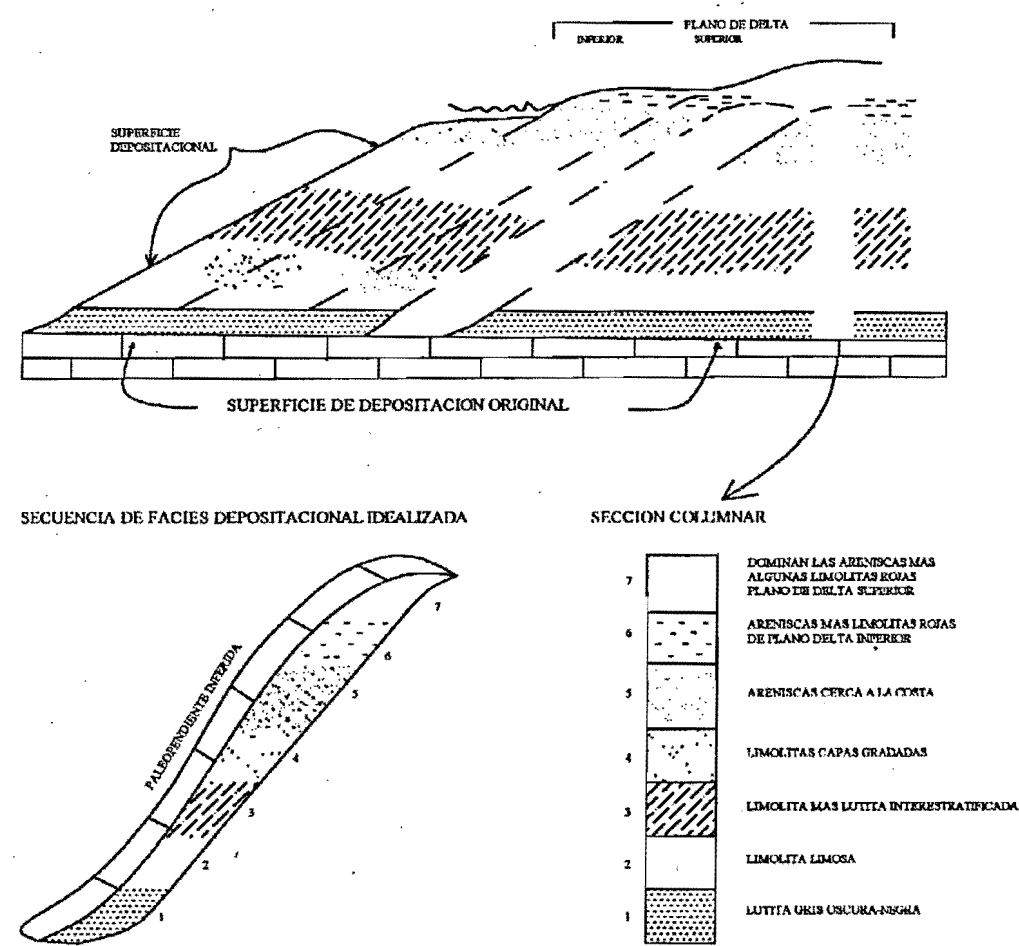


Figura 2.11. Sistema deltáico que muestra la variación lateral y vertical de facies. Modificado de Etayo 2001

Middleton, 1973 en Boggs 1994, es cuidadoso en anotar que la ley no establece que las sucesiones verticales siempre reproducen la secuencia horizontal de ambientes, sino que solamente esas facies se pueden superponer si se pueden ver desarrollándose lado a lado. Por ejemplo el arreglo ambiental de playa e isla barrera puede incluir varios ambientes lateralmente adyacentes tales como playa, laguna detrás de la barrera,

pantanos, llanuras mareales, canales mareales y deltas mareales.

Dependiendo de como esos ambientes laterales cambien con el tiempo, la secuencia vertical producida por la depositación en el ambiente de isla barrera puede consistir solamente de arenas de playa sobreyacidas por lodos de laguna y cubiertos por turbas de pantano. Toda la secuencia lateral de depósitos contiguos no se preserva, pero los depósitos que se preservaron en la secuencia vertical, originalmente ocurrieron contiguamente.

2.5.2. Arquitectura depositacional

De acuerdo a Galloway 1983, La geometría de la estratificación y las relaciones espaciales dentro y entre las unidades litológicas es una propiedad fundamental de la genética de las secuencias estratigráficas que constituyen un relleno de cuenca. La delineación de los estilos de estratificación o arquitectura depositacional sobre escalas regionales y locales proporciona mucha información sobre los procesos depositacionales y los probables sistemas depositacionales o ambientales.

La sedimentación dentro de una cuenca de cualquier tamaño puede ocurrir en la margen o en el fondo

Agradación. Es el proceso de relleno vertical, ejemplo depositación de capas de ceniza volcánica, Figura 2.12A

Progradación. El sedimento es llevado dentro de la cuenca desde la margen, ejemplo depositación en un sistema deltaico, Figura 2.12B.

Acreción lateral. Si el sedimento que se mueve dentro de la cuenca se acumula preferencialmente contra la margen, ejemplo Isla Cascajal, frente a las costas de Cartagena, Figura 2.12C

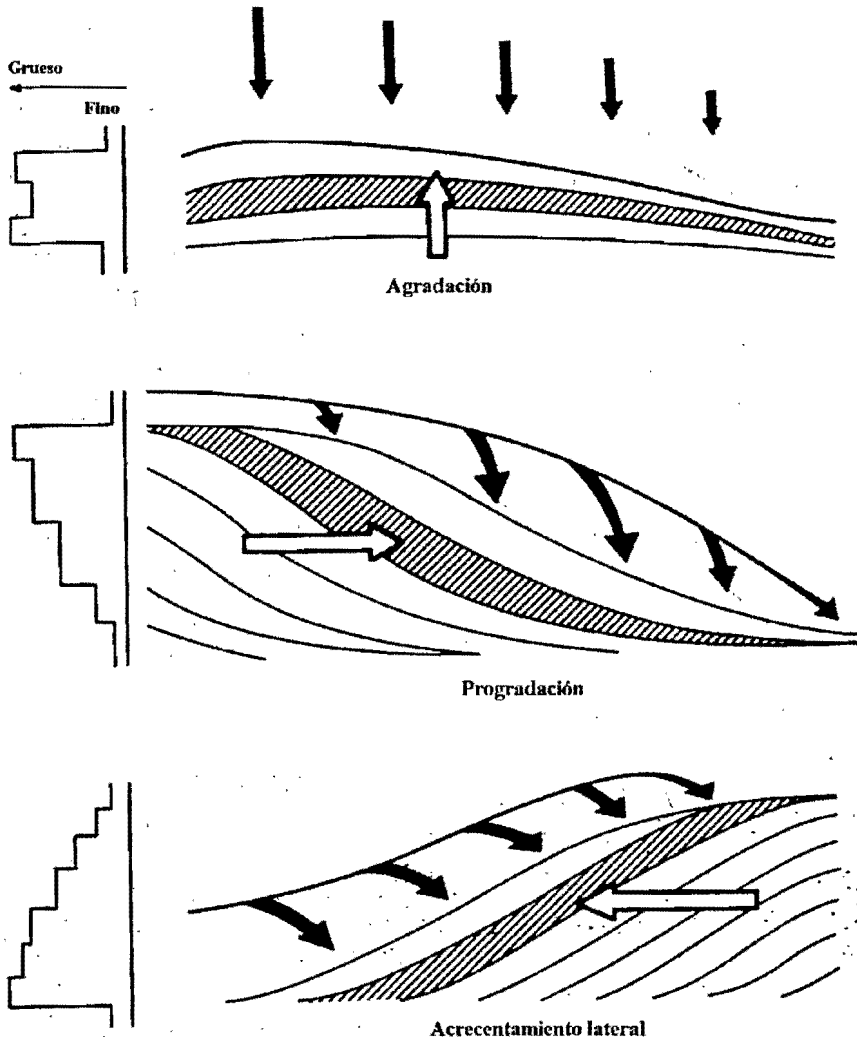


Figura 2.12. Tres estilos de relleno de cuenca y su geometría de estratificación producida y las texturas de la secuencia vertical. Modificado de Galloway 1983.

Cada uno de esos tres mecanismos produce una arquitectura de estratificación característica y se tipifica por un perfil textural general, Figura 2.12.

La estratificación agradacional no produce tendencias texturales sistemáticas inherentes, cada una de las capas puede mostrar textura y composición variada.

La progradación y la acreción lateral producen unidades depositacionales que tienen una sección transversal sigmoide. Ellos se diferencian, al contrastar las secuencias texturales. Las secuencias progradacionales son granocrecientes, mientras la acreción lateral produce una secuencia granodecreciente. En ambas la secuencia se reproduce

lateralmente dentro de un simple incremento genético, y verticalmente como incrementos sucesivos son apilados uno sobre el otro.

Las configuraciones acrecionarias, agradacionales y progradacionales pueden existir lado a lado en el mismo sistema depositacional. Por ejemplo, un canal fluvial abandonado puede rellenarse por progradación a lo largo de un lado de un sedimento lavado durante las inundaciones desde un canal activo adyacente en el cual las barras puntuales están creciendo por acreción lateral. Al mismo tiempo, los sedimentos que ocurren por fuera del canal depositados por aguas inundadas hacen que la llanura de inundación agrade o se construya verticalmente. Todos los sistemas depositacionales pueden ser predominantemente progradacional (un sistema de delta) o agradacional (un sistema de cono aluvial); la acreción lateral es más típica de ambientes locales dentro de sistemas más grandes.

En la depositación por acreción lateral los fondos no cambian sino que se desplazan lateralmente, pero la acumulación se da igualmente lateralmente. La superficie que separa unidades de igual litología es heterocrona pero contemporánea, Figura 2.13

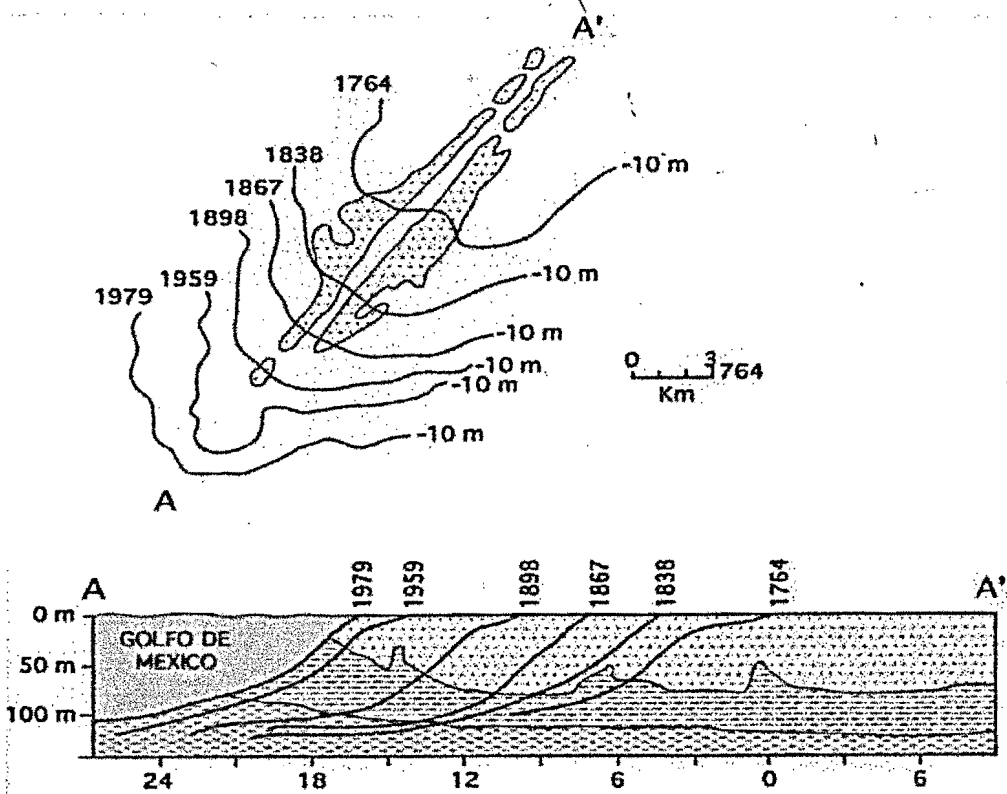


Figura 2.13. Ejemplo de acreción lateral en el Golfo de México. Modificado de Etayo 2001.

{ En los depósitos formados por acreción lateral, el espesor del estrato no guarda relación con el tiempo, Figura 2.14

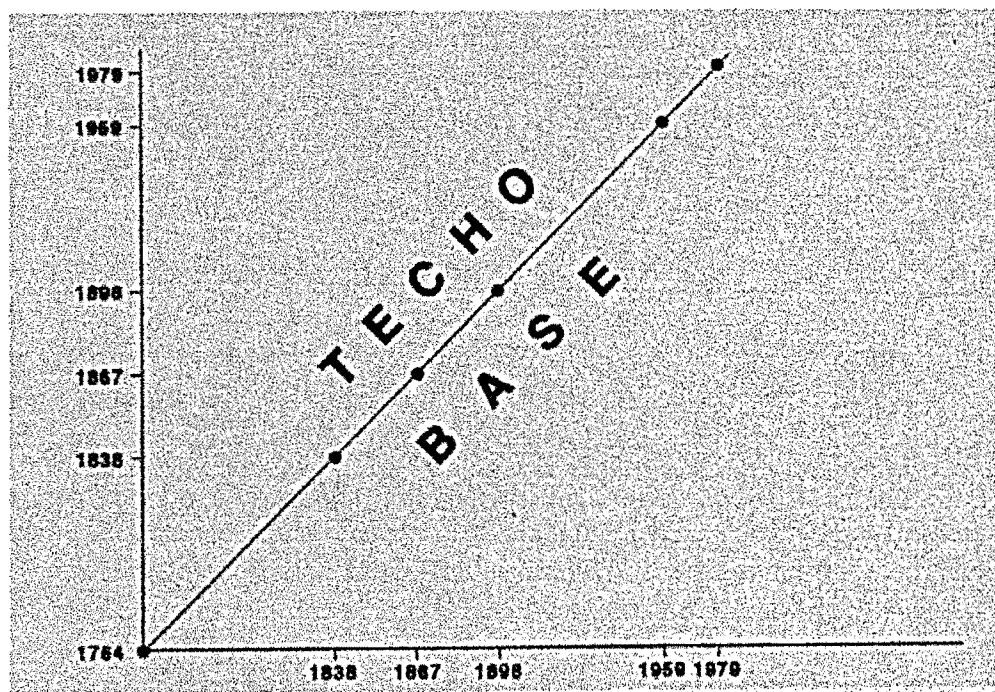
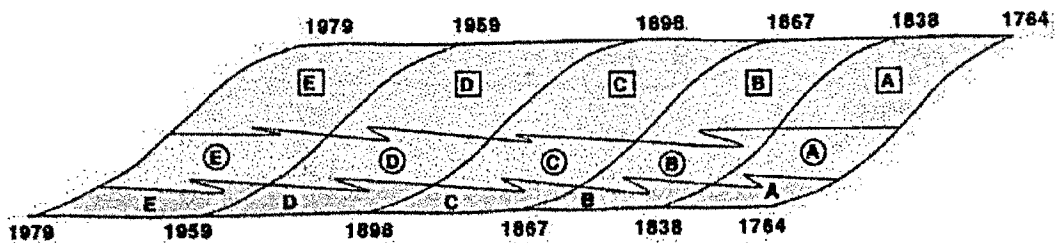


Figura 2.14. Depósitos formados por acreción lateral. Modificado de Etayo 2001.

Para medir los espesores de los estratos en depósitos formados por progradación o acreción lateral siempre se debe buscar la superficie paralela al nivel base. La Figura 2.15 muestra como es la manera correcta e incorrecta de medir el espesor de los estratos en estos casos. La manera correcta sería tomando el espesor de una perforación vertical y la manera incorrecta sería tomando la suma de A + B + C como se muestra en la figura 2.15.

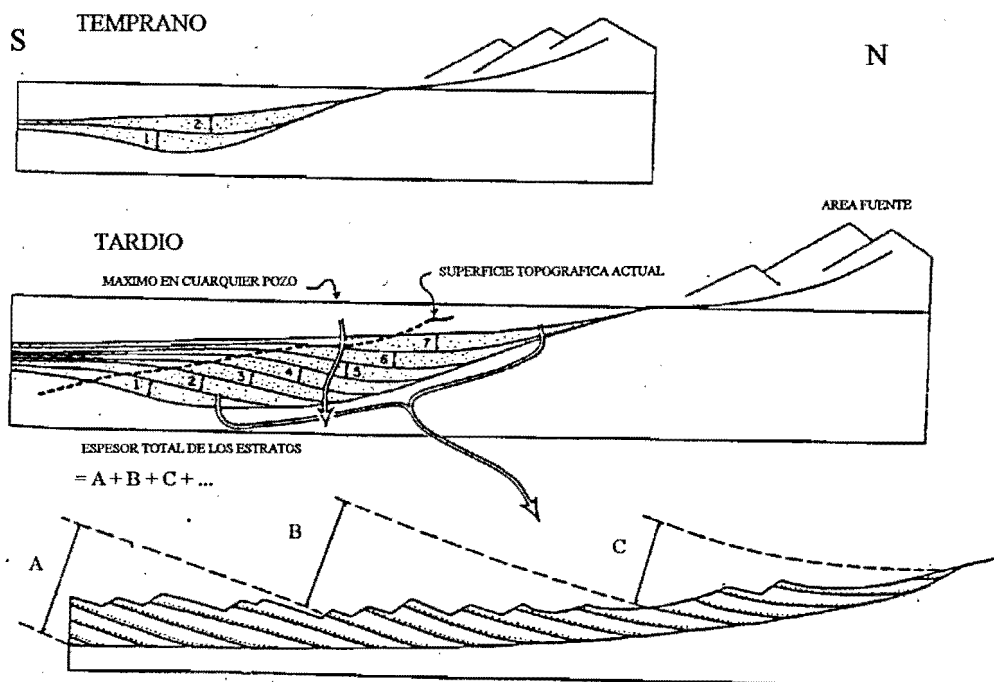


Figura 2.15. Manera correcta e incorrecta de medir los espesores de los estratos. Modificado de Etayo 2001.

2.5.3. Transgresiones y regresiones

Los principios involucrados en la ley de Walther, se ilustran en la Figura 2.16. El bloque diagrama muestra la secuencia lateral de un ambiente típico de una plataforma dominada por clastos, que sufre transgresión. La transgresión se refiere al desplazamiento de la línea de costa hacia el continente, también se le conoce como retrogradación. La figura muestra como los sedimentos de los diferentes ambientes lateralmente adyacentes se han superpuesto verticalmente a medida que la línea de costa avanza hacia el continente, haciendo que los sedimentos de ambientes más lejanos a la costa sean cubiertos por sedimentos costeros.

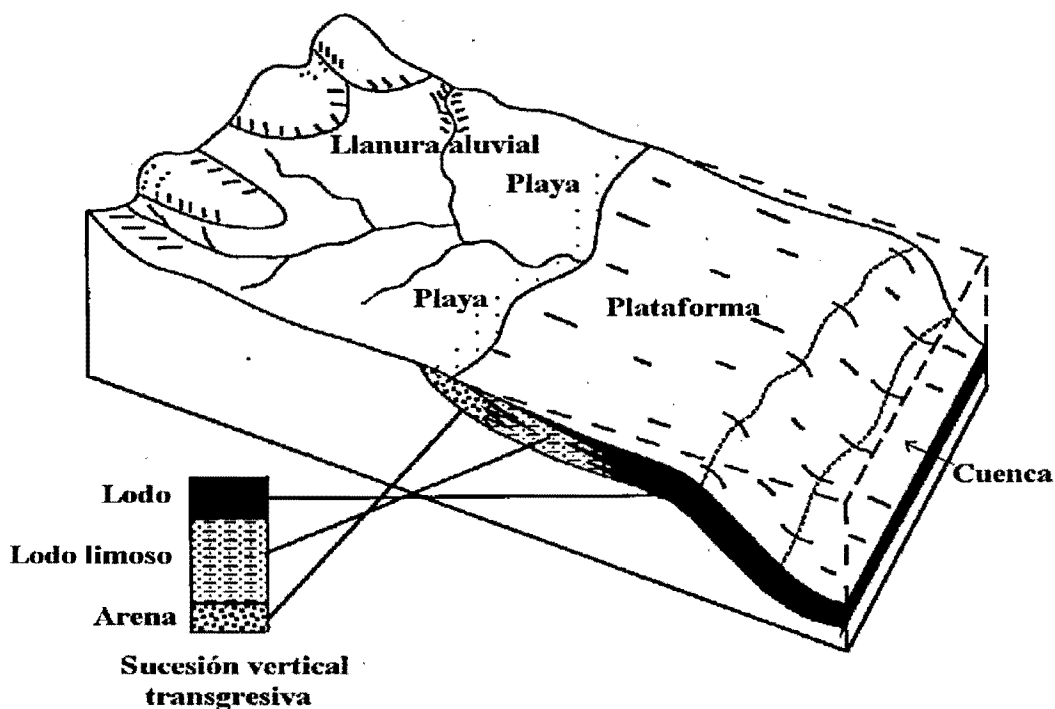


Figura 2.16. Ambientes laterales en una costa influenciada por materiales clásticos y la secuencia vertical de facies que se podría desarrollar debido a transgresión. Modificado de Boggs 1994.

La transgresión de la línea de costa produce secuencias verticales de unidades sedimentarias en las cuales los sedimentos de grano fino de aguas más profundas yacen superpuestos sobre los sedimentos de grano más grueso que corresponden a las cercanías a la costa, creando sucesiones de estratos que se adelgazan hacia arriba (granodecrecientes). Las transgresiones ocurren durante un ascenso relativo del nivel del mar, cuando el influjo de sedimentos continentales es suficientemente bajo para permitir que los sedimentos marinos de aguas más profundas, pasen los límites hacia el continente y se depositen sobre los materiales correspondientes a las cercanías de la costa, Figura 2.17A.

Es importante anotar que la transgresión no ocurrirá durante el ascenso del nivel del mar si la llegada de los sedimentos continentales es lo suficientemente abundante para compensar el efecto del ascenso del nivel del mar.

Bajo ciertas condiciones la línea de costa y los ambientes relacionados pueden cambiar en dirección hacia el mar. El movimiento hacia el mar de una línea de costa se llama regresión o progradación.

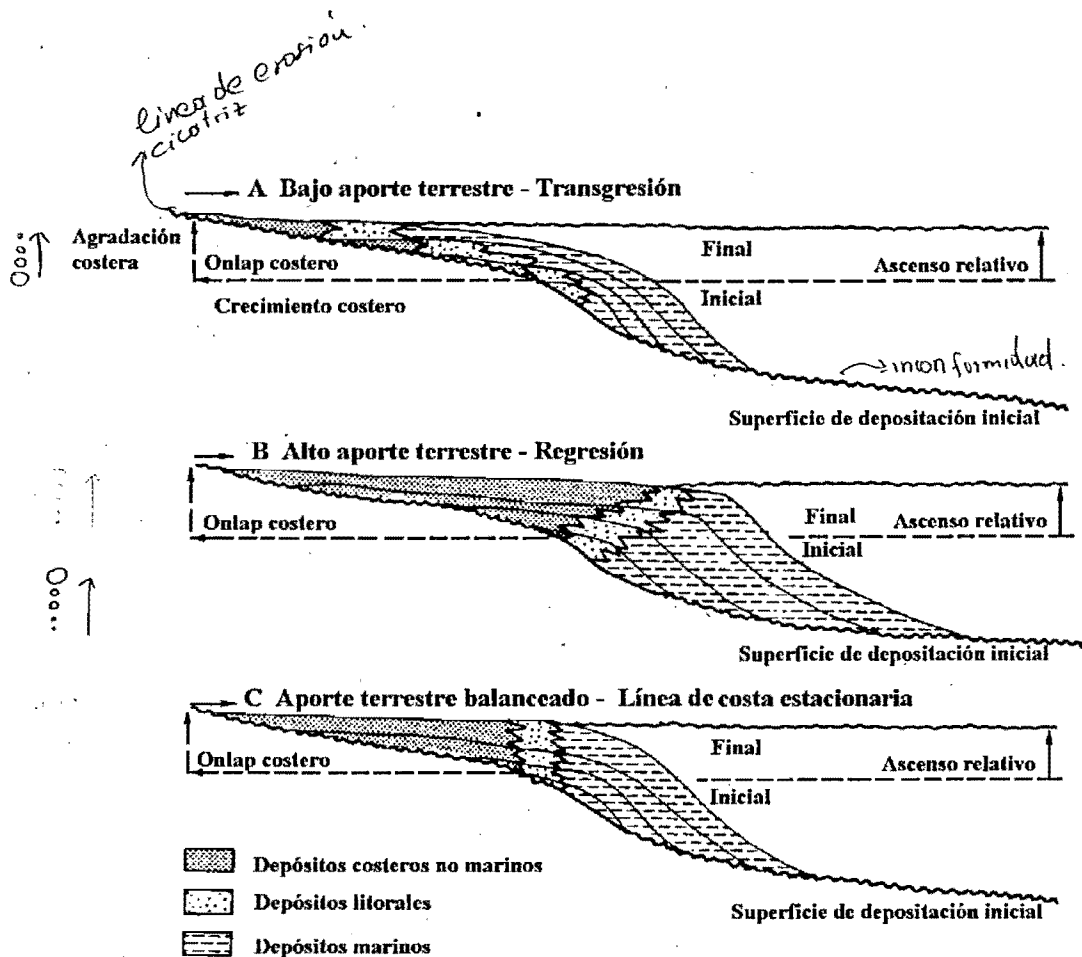


Figura 2.17. Un ascenso relativo en el nivel del mar puede producir:

- Transgresión
 - Regresión
 - Línea de costa estacionaria, dependiendo de la tasa de aporte continental.
- Modificado de Boggs 1994.

La regresión también permite la superposición vertical de facies laterales contiguas, pero en este caso los sedimentos de grano grueso de las cercanías de la costa se amontonan progresivamente sobre el tope de los sedimentos de grano más fino de aguas más profundas, produciendo sucesiones que se engruesan hacia arriba (granocrecientes). La regresión puede ocurrir durante un ascenso relativo en el nivel del mar o durante un período de estabilidad eustática, si el influjo de clastos continentales es alto. También puede ocurrir durante una caída relativa en el nivel del mar, Figura 2.17B, y Figura 2.18.

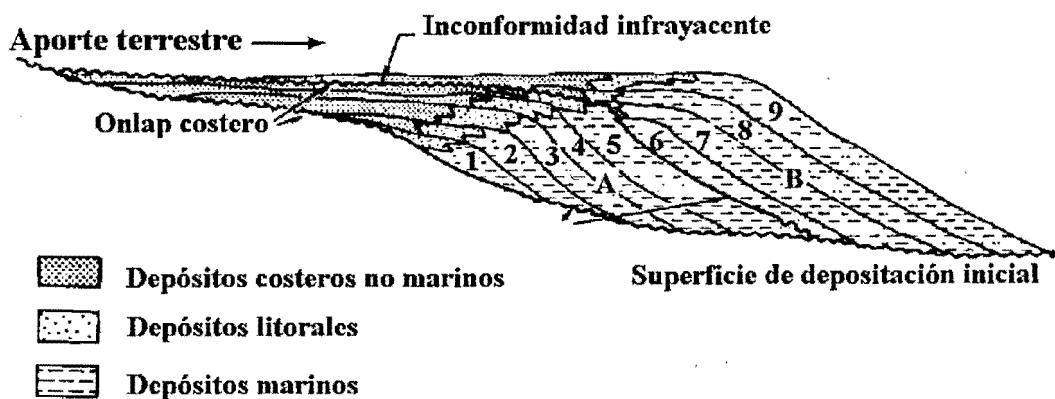


Figura 2.18. Caída rápida en el nivel relativo del mar, la cual se indica por una cambio hacia abajo en el onlap costero. Modificado de Boggs 1994.

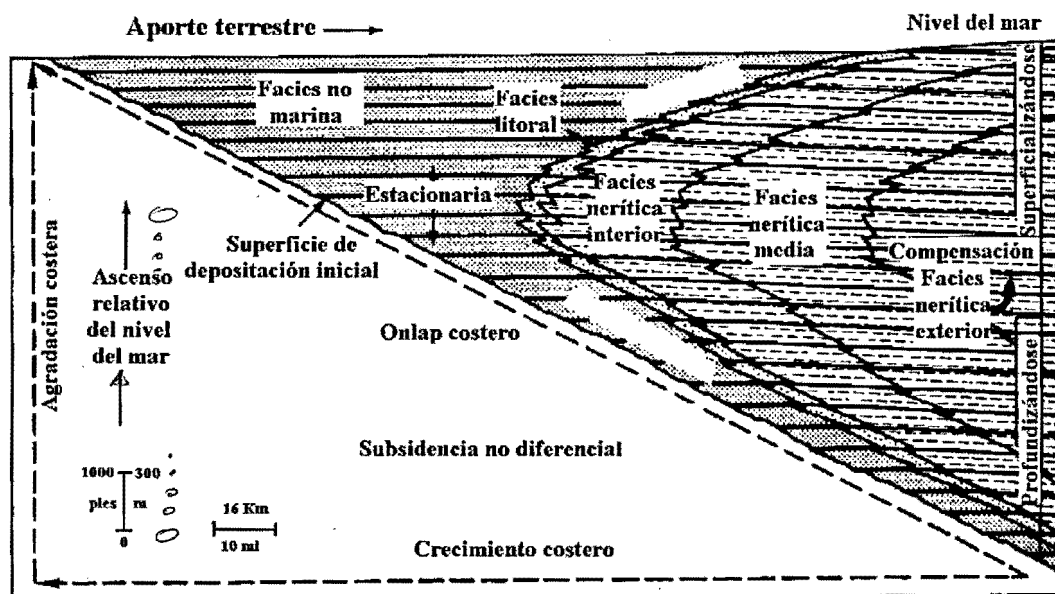


Figura 2.19. Se produce onlap costero debido a transgresión y regresión marina. Durante el ascenso relativo en el nivel del mar, las facies litorales pueden ser transgresivas, estacionarias o regresivas. Las facies nerítica (plataforma superficial) se pueden profundizar, superficializarse, o compensarse (manteniendo una profundidad dada). Modificado de Boggs 1994.

Una transgresión seguida por una regresión tiende a producir una cuña de sedimentos en los cuales los sedimentos de aguas más profundas se depositan sobre el tope de los sedimentos de aguas más someras en la parte basal de la cuña y sedimentos de aguas más someras se depositan sobre el tope de los sedimentos de aguas más profundas en la parte superior de la cuña, Figura 2.19.

Comúnmente hay una inconformidad en la base de la secuencia transgresiva. La superficie que limita el tope de la secuencia regresiva también puede ser una inconformidad si la regresión ocurre debido a una caída relativa en el nivel del mar acompañada por erosión.

Las transgresiones y regresiones así, permiten la depositación de sucesiones verticalmente gruesas de depósitos que se vuelven primero granodecrecientes y luego granocrecientes respectivamente.

Bajo al menos dos tipos de condiciones depositacionales la transgresión o regresión no puede ocurrir por un período de tiempo geológicamente significativo. Si durante un ascenso relativo en el nivel del mar la línea de costa es estacionaria por un largo periodo de tiempo debido a un equilibrio en el aporte continental, de tal modo que no ocurre ni progradación ni retrogradación, las facies laterales no se superponen verticalmente, Figura 2.17C.

Influencia terrestre balanceada - línea de costa estacionaria. Durante un período estático del nivel del mar, cuando el nivel relativo del mar ni asciende ni desciende y el aporte continental es suficientemente alto, se presenta un tipo de depositación llamado toplap costero. Los sedimentos costeros no se pueden depositar encima de la base efectiva de las olas y agradan debido a la parada del nivel del mar y por lo tanto no se puede producir onlap. Al contrario cada unidad de estratos, está sobrepuesta en dirección del continente, pero las terminaciones sucesivas caen progresivamente en dirección hacia el mar, Figura 2.20.

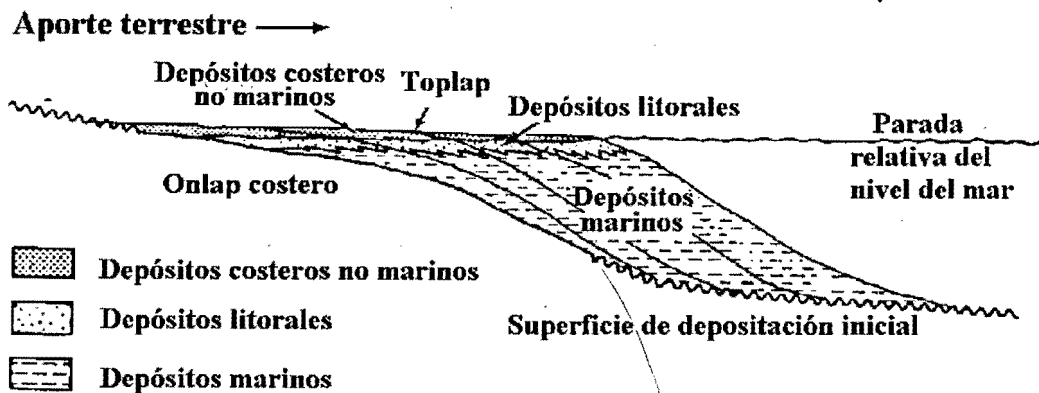


Figura 2.20. El toplap costero indica quietud relativa del nivel del mar. Durante una relativa quietud del nivel del mar, no ocurre ascenso relativo del nivel base; además, depósitos no marinos costeros o litorales no pueden agradar, y no se produce onlap. En vez de eso, se presenta el bypassing de los sedimentos, produciendo toplap. (desde Vail, P. R., R. M. Mitchum, Jr., and S. Thompson, II 1977). Modificado de Boggs 1994.

2.5.4. Efectos del clima sobre los patrones de sedimentación

La tasa de aporte de sedimentos clásticos continentales y el cambio en el nivel relativo del mar ejercen controles sobre los patrones de sedimentación en las áreas costeras y la plataforma continental. Así mismo el aporte continental se ve influenciado por tectonismo y condiciones climáticas.

El tectonismo produce cambios en la elevación de áreas fuente de sedimentos y así afecta las tasas de erosión, las cuales generalmente se incrementan con el aumento en la elevación del continente. También, las áreas fuente a mayores elevaciones tienden a producir sedimentos más gruesos que los de las elevaciones más bajas. El clima regula el aporte de sedimentos al controlar las tasas de meteorización y erosión, las condiciones de transporte de sedimentos y los mecanismos de sedimentación. Por ejemplo, habrá mayor aporte continental si se presentan largos períodos lluviosos, que implican que las tasas de erosión se aceleren y el transporte de los ríos sea mayor que durante prolongados períodos secos.

En un corto período de tiempo, se pueden erodar y transportar más sedimentos y más gruesos por grandes flujos de alta velocidad que se presentan una vez cada cientos de años, que durante todas las inundaciones que pueden haber ocurrido durante los cientos de años precedentes. Así, la tasa de aporte de sedimentos y el tamaño de grano transportados a las áreas costeras desde los continentes han variado a través del tiempo geológico en respuesta a las variables de tectonismo y el clima.

2.5.5. Efectos del cambio del nivel del mar sobre los patrones de sedimentación

Los cambios en el nivel del mar también controlan los patrones de sedimentación en las áreas costeras. Dos clases de cambio en el nivel del mar son posibles:

- Cambios relativos del nivel del mar ocurren simplemente debido al ascenso tectónico o hundimiento de las masas terrestres. Tales cambios tectónicos afectan el nivel del mar localmente pero puede tener poco o ningún efecto sobre los niveles del mar a lo amplio del mundo.
- Los cambios eustáticos del nivel del mar son cambios a lo amplio del mundo que afectan el nivel del mar sobre todos los continentes de manera esencialmente simultáneamente.

Los cambios eustáticos del nivel del mar han sido atribuidos a una amplia variedad de causas. La causa mejor conocida está ligada a la glaciación continental. El nivel del mar cae durante las etapas glaciales cuando el agua de mar es cercada por el hielo de la tierra y asciende durante las etapas interglaciales cuando el hielo se funde. Otras causas posibles de cambio eustático son el incremento en el volumen del agua del océano debido a generación de aguas juveniles (aguas derivadas directamente de los magmas)

en el eje de las cordilleras medio oceánicas y en los arcos de islas, y variaciones en el aporte de sedimentos. La entrada de sedimentos en una cuenca oceánica podría causar ascenso del nivel del mar. Otra causa puede ser el cambio en el volumen del sistema de la cordillera medio oceánica.

Pitman 1978, en Boggs 1994, sugirió que un cambio en la tasa de separación del piso del mar de 2 a 6 cm/año en los océanos modernos podría producir un ascenso del nivel del mar de más de 100 m en un período de 70 millones de años. Igualmente una disminución en la tasa de separación por debajo de 2 cm/año para los próximos 70 millones de años podría producir un descenso del nivel del mar por más de 100 m.

2.5.6 APLICACIÓN DEL CONCEPTO DE FACIES

La Ley de la correlación de facies o ley Walther no solamente ofrece una explicación racional para las secuencias verticales de facies, sino que también tiene aplicación práctica en el estudio de ambientes y facies sedimentarias antiguas. Por ejemplo es posible con base en la ley de Walther estudiar la secuencia vertical de capas en una sección de afloramiento o un pozo localizado a lo largo de la orilla de una cuenca y predecir de esta secuencia como será la sucesión lateral de facies de una unidad estratigráfica particular dentro de la cuenca. Tales predicciones son de particular importancia para los geólogos del petróleo, quienes deben tratar de determinar posibles cambios de facies en las capas reservorio de petróleo que se extienden desde áreas aflorantes o regiones perforadas a regiones prospectivas no perforadas.

La utilización de la ley de Walther puede ayudar también en gran medida en el entendimiento de ambientes depositacionales de los estratos en una sucesión vertical. Por ejemplo, el ambiente reconocido sobre una plataforma marina interior que sufre regresión incluye: Llanura mareal, bahía-laguna, litoral (playa), zona de olas, frente de la costa y la zona nerítica debajo de la base de las olas. Los sedimentos que se depositan en cada uno de esos ambientes tienen propiedades distintivas tales como el tamaño de grano, el grado de selección, las estructuras sedimentarias y la geometría, en la Figura 2.21, se presentan las propiedades características de estos ambientes particulares.
















MODELO MARINO REGRESIVO					
Tamaño de grano	Selección	Litología	Estructuras Sedimentarias	Geometría	
Llanura Marcal	Fino-medio 	Pobre-regular	arena limo arcillosa	Laminada, estratificación cruzada rizada, canales y rellenos, grietas de todo	
Laguna-Bahía	Fino 	Pobre	Limo-arcilloso (arena?)	Remanentes de plantas perforadas y revueltas	
Duna	Fino-medio 	Muy bueno	Arena	Estratificación cruzada festoneada y planar	
Litoral	Grueso 			Canales y marcas de corrientes paralelas a la estratificación ondulosa	
Zona de Olas				Estratificación paralela rizadora	
Frente de Playas				Estratificación gradada estructuras de corriente estratificación delgada	
Zona debajo de las olas	Muy fino 			Pobre	Limo-arcilloso

Figura 2.21. Características generales de sedimentos depositados en un ambiente marino costero, durante la regresión. Modificado de Boggs 1994.

Conociendo que esta sucesión lateral de ambientes y facies existe en un ambiente marino que sufre regresión, un geólogo estudiando sedimentos regresivos antiguos, puede interpretar el ambiente depositacional de varias partes de la sucesión vertical con mayor confiabilidad y puede también reconocer la ausencia de facies que pueden haber sido removidas de un ambiente particular por erosión.

2.6. CORRELACIÓN DE UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Introducción

En el sentido más simple correlación estratigráfica es la demostración de equivalencia de unidades estratigráficas.

Dos cuerpos de roca se pueden correlacionar como pertenecientes a la misma unidad litoestratigráfica o bioestratigráfica aún si esas unidades son de diferentes edades.

La litocorrelación, liga unidades de similar litología y posición estratigráfica.

La cronocorrelación se puede establecer por cualquier método que permita aparear estratos por la equivalencia de edad.

La correlación de unidades definidas por litología también puede producir correlación cronoestratigráfica a escala local, pero cuando se trazan regionalmente, muchas unidades litoestratigráficas, pueden pasar los límites de tiempo. El punto importante a destacar aquí es que los límites definidos por criterios usados para establecer unidades estratigráficas de correlación del tiempo no necesitan ser los mismos que los definidos por criterios usados para establecer correlación litológica.

2.6.1. Diferencia entre apareamiento de unidades estratigráficas y correlación de esas unidades

Apareamiento. Correspondencia de datos seriados sin registro de unidades estratigráficas ejemplo: Dos unidades de roca identificadas en secciones estratigráficas en diferentes localidades teniendo esencialmente litología idéntica (dos lutitas negras pueden ser apareadas teniendo en cuenta la litología; esas unidades pueden tener equivalencia en tiempo o equivalencia litoestratigráfica, Figura 2.22a. por ejemplo el trazado físico de las unidades entre las localidades puede mostrar que una unidad cae estratigráficamente arriba de la otra. El apareamiento por características litológicas en este caso particular no constituye demostración de equivalencia. B. R. Shaw (1982) establece que los procesos de correlación son la demostración de relaciones geométricas entre rocas, fósiles o secuencias de datos geológicos para interpretación e inclusión en modelos de facies, reconstrucciones paleontológicas o modelos estructurales. El objeto de la correlación es el establecimiento de equivalencia de unidades estratigráficas entre partes de unidades geológicas geográficamente separadas, Figura 2.22b.

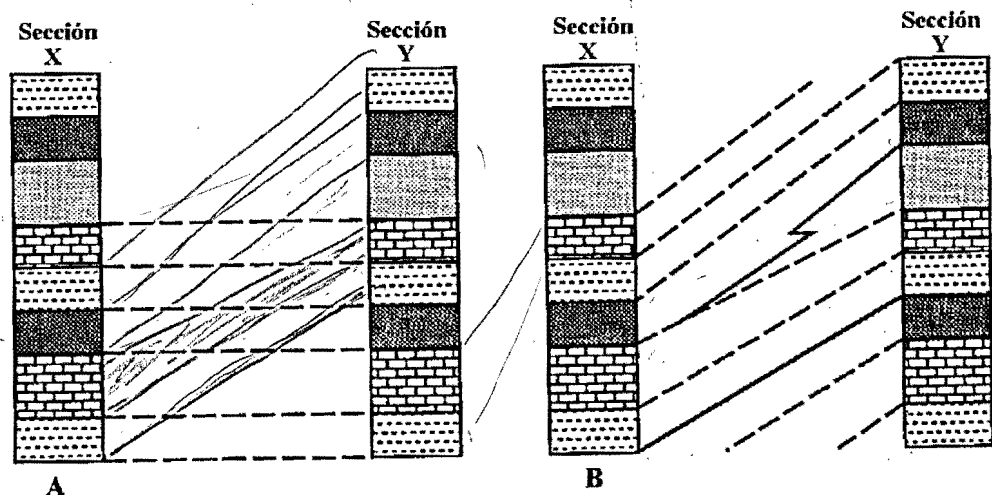


Figura 2.22. Ilustración de las diferencias entre apareamiento y correlación:

- A. Apareamiento de estratos aparentemente similares
- B. Correlación verdadera. Modificado de Boggs 1994.

Correlación directa. Puede ser establecida físicamente e inequívocamente. El trazado físico de unidades estratigráficas continuas es el método inequívoco de mostrar correspondencia de una unidad de una localidad a otra.

Correlación indirecta. Se puede establecer por numerosos métodos tales como comparación visual de registros de pozos, registros de polaridad inversa o semejanzas fósiles, tales comparaciones tienen diferentes grados de realidad y nunca pueden ser totalmente inequívocas. Si la correlación indirecta se hace con base en un simple conjunto único de atributos físicos o biológicos los cuales son considerados necesarios y suficientes para establecer equivalencia, la correlación se denomina monotética. Si la demostración de equivalencia se determina estadísticamente con base en un gran número de características compartidas, cuando las características simples no son esenciales o adecuadas para la correlación, esta se llama politética. Comúnmente requiere medidas sistemáticas que envuelven aplicaciones estadísticas antes que comparación visual simple.

Formal. Trazado físico de unidades estratigráficas

Informal.	Arbitrario	Sistemático
Comparación	Monotético	Politético
Visual	Equivalencia	Equivalencia
	Númerica	Estadística

Apareamiento. Comparación de unidades no estratigráficas.

2.6.2. Trazado lateral continuo de unidades litoestratigráficas

El trazado continuo directo de una unidad litoestratigráfica de una localidad a otra es el único método que puede establecer sin duda la equivalencia de tal unidad. Este método de correlación se puede aplicar solamente donde los estratos están continuamente o aproximadamente continuamente expuestos.

Otro método útil pero más equívoco de trazar las unidades estratigráficas lateralmente consiste en seguir las capas sobre fotografías aéreas.

Aunque el trazado físico de capas es el único método inequívoco de correlación no está exento de limitaciones. El más serio de esos es el hecho que en muchas áreas donde los geólogos hacen mapeo, las capas no se pueden trazar continuamente por muy corta distancia antes de encontrar áreas cubiertas, complicaciones estructurales o terminaciones erosionales.

Un problema adicional se presenta en capas que se pinchan o mergen con otras lateralmente, esto es muy común en estratos no marinos. En tales casos el trazado de una capa individual o plano de estratificación será imposible. En la práctica los geólogos comúnmente trazan una unidad litoestratigráfica gruesa (miembro o formación) consistente de capas de carácter semejante, antes que tratar de trazar capas individuales.

Similitud litológica y posición estratigráfica. La similitud litológica se puede establecer teniendo en cuenta una serie de propiedades. Esas incluyen litología (arenisca, lutita, caliza etc.), color, conjunto de minerales pesados u otros grupos de minerales distintivos, estructuras sedimentarias primarias tales como laminación y estratificación cruzada y aún características de espesor y meteorización. El mayor número de propiedades se puede usar para el apareamiento entre estratos. Una simple propiedad como el color y el espesor puede cambiar lateralmente dentro de una unidad estratigráfica dada, pero un conjunto de propiedades litológicas distintivas es menos probable que cambien.

Hay que tener cuidado porque el apareamiento litológico de estratos no garantiza la correlación. Estratos con características litológicas muy similares se pueden formar en ambientes depositacionales similares ampliamente separados en tiempo y espacio.

La correlación a partir de la identidad litológica es particularmente difícil entre secuencias cíclicas.

Posición estratigráfica en una secuencia. Para establecer la posición en una secuencia estratigráfica hay que establecer la correlación de estratos por relación a

alguna unidad altamente distintiva fácilmente correlacionable. Tal capa distintiva sirve como unidad de control para correlación de otros estratos arriba y abajo.

{ Si dos o más capas guías están presentes en una secuencia, se dará mayor realidad a la correlación de unidades.

2.6. 3. Correlación por registros de pozos

Las trazas delineadas en un perfil de pozo registran las variaciones en las propiedades de las rocas tal como resistividad eléctrica, transmisibilidad de ondas sonoras o adsorción y emisión de radiación nuclear en las rocas que circundan una perforación. Esas variaciones son un reflejo de cambios en la litología, mineralogía, contenido de fluido, porosidad y otras características de las formaciones del subsuelo. Así la correlación en la cual se usan los perfiles de pozos no esta totalmente basada en la litología. Sin embargo muchas propiedades medidas de las rocas por los perfiles de pozos están estrechamente relacionadas a la litología, Figura 2.23.

Cuando se correlacionan dos registros, lo que se intenta es identificar el patrón de las curvas en un registro con el patrón de curvas del segundo registro. Lo ideal es correlacionar el mismo tipo de curvas y a la misma escala, aún cuando esto no es siempre posible. Una buena metodología es iniciar la correlación con un registro que tenga las curvas de rayos gamma y/o SP y resistividad o rayos gamma y/o SP y sónico y cuando sea difícil identificar algunas litologías, se debe ayudar con otras curvas, Manrique y Chajid, 1998.

1).

- Tope y base de formaciones
- Profundidad y magnitud de las fallas
- Litología y cambios de facies
- Profundidad y espesor de las zonas petrolíferas
- Porosidades y permeabilidades
- Profundidad de las discordancias

La información que se obtiene de las correlaciones se puede procesar para preparar mapas del subsuelo ejemplo: de fallas, estructurales, domos, inconformidades, isópacos y de facies.

Al iniciar la correlación con los registros, estos se colocan sobre una mesa de trabajo donde se pueda observar la mayor sección posible de los registros y se alinean las escalas de profundidad y se buscan puntos de correlación entre ellos. Si la correlación no es evidente, se desliza uno de los registros hasta que un buen punto de correlación

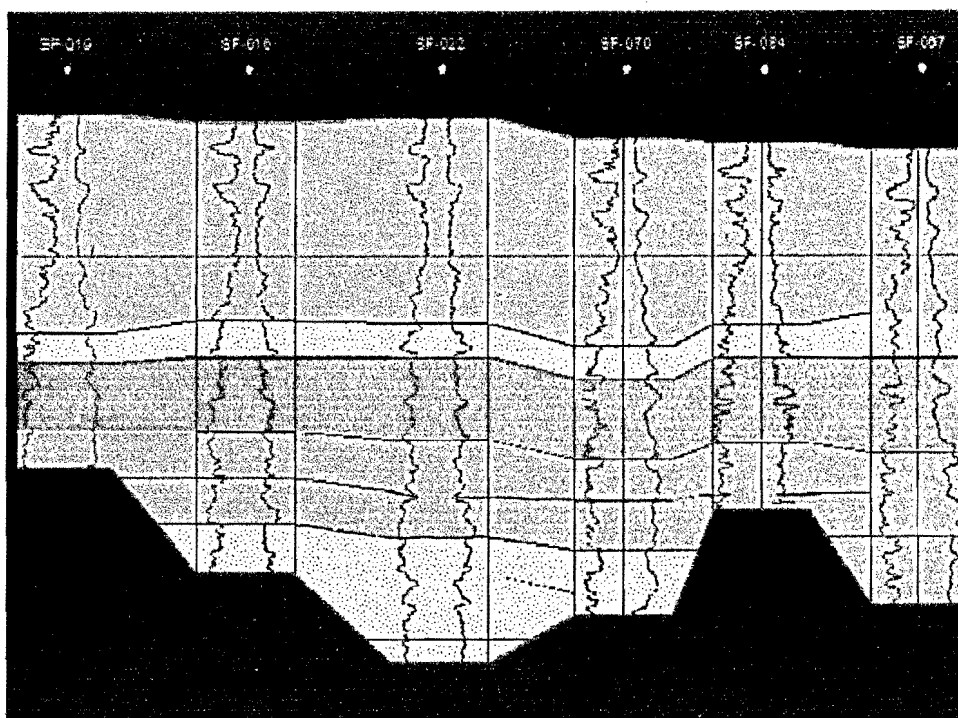


Figura 2.23. Correlación litológica a partir de registros de pozos. Tomado de Ramón C. 2001.

1) La correlación con registros provee información de las formaciones del subsuelo como:

se encuentre y se marca. Se continúa con este proceso en todo el registro hasta que todos los puntos correlacionables hayan sido identificados. Aunque este proceso parece relativamente fácil, puede ser complicado por una serie de factores tales como: Adelgazamiento estratigráfico, inconformidades, cambios laterales de facies, mala calidad de los registros y pozos desviados, Manrique y Chajid, 1998.

Algunas consideraciones para tener en cuenta al realizar las correlaciones son:

- Para una correlación inicial rápida, revisar los paquetes mayores de areniscas utilizando el SP o los rayos gamma.
- { Para un trabajo de correlación detallada, primero correlacionar los intervalos de arcillolitas y lutitas.
- Inicialmente utilizar la curva de resistividad ampliada, del normal corto (lecturas de la zona somera), la cual usualmente proporciona la más segura correlación de las lutitas
- Utilizar lápices de colores para identificar puntos específicos de correlación

- { Iniciar siempre la correlación por el tope, no por la mitad.
- No forzar la correlación
- En áreas fuertemente falladas, primero correlacionar la parte inferior de los registros y luego la parte superior.

Después de la correlación inicial rápida utilizando el SP o los rayos gamma para identificar los paquetes mayores de areniscas, concentrar el trabajo en las secciones de lutitas, esto se debe hacer por lo siguiente:

- Las lutitas se depositan en regímenes de baja energía, los cuales generalmente cubren grandes áreas. Las lutitas son a menudo altamente correlacionables pozo a pozo y se pueden reconocer sobre grandes distancias.
- Las capas características de areniscas usualmente son malos marcadores de correlación porque frecuentemente muestran variaciones significativas en espesor y carácter entre pozos y además pueden ser muy discontinuas.
- Las curvas de resistividad para una misma arenisca en dos o más pozos, pueden ser diferentes a causa de variaciones en el contenido de los fluidos.

Los patrones de correlación pueden ser picos, valles, secuencias granocrecientes, granodecrecientes y formas zigzagueantes.

Las correlaciones no son siempre claras al realizarlas, frecuentemente se presentan problemas y no se debe forzar la interpretación, lo mejor es pasar el área problema y continuar la correlación con el resto de la sección de los registros. Posteriormente, cuando se haya terminado la correlación, se revisa el área problema con la nueva información.

Electrofacies

La interpretación del subsuelo realizada a partir de la información de los núcleos, se puede extender a un área más amplia que la cubierta por ellos solos, mediante el empleo de la interpretación de los registros calibrados con los datos de los núcleos; éstos nuevos datos se pueden poner en un contexto más amplio por las secciones estratigráficas y por mapas preparados a partir de los datos de los registros.

Electrofacies es el conjunto de las respuestas de los registros que caracterizan a un estrato y permite distinguirlo de otros. Esta caracterización se basa principalmente en

las formas de las curvas.

Los registros que se utilizan con mayor frecuencia son el SP, GR y los de resistividad; sin embargo, todos los registros se pueden emplear con este fin. Estos tres registros reflejan el contenido de arcilla y el tamaño de los granos en las secuencias clásticas.

En algunos casos estos registros no sirven para identificar las electrofacies tales como:

- El SP en areniscas muy compactas o donde la salinidad del filtrado de lodo y la salinidad de la formación es igual, aparece como una lutita.
- El GR se puede deflectar ante la presencia de glauconita, circón y mica
- Los registros de resistividad son afectados por los fluidos presentes en la formación

La figura 2.24 muestra los principales patrones (formas) de las curvas con los posibles ambientes de depositación donde se pueden formar. Para interpretar las facies a partir de las formas de los registros se deben tener en cuenta los siguientes aspectos:

1. Problemas en la interpretación, se presentan cuando se tiene amalgamación de unidades de diferentes ambientes y cuando ocurren desviaciones de los modelos ideales de las facies
2. Procesos posdeposicionales pueden afectar las formas de las curvas.
3. Ningún patrón es único de un ambiente particular
4. Calibrar la forma de los registros con datos de núcleos
5. La interpretación con sólo registros es peligrosa
6. Variaciones laterales de las formas de las curvas se pueden interpretar como variaciones laterales de los ambientes sedimentarios
7. Cuando el modelo correcto es combinado con las electrofacies se dispone de una herramienta fuerte para predecir la distribución de las facies
8. La presencia de glauconita o carbón ayudan a delimitar ambientes
9. La escala de la secuencia (electrofacies) es un criterio importante de interpretación
10. La forma de una curva puede ser el resultado de tres procesos diferentes
 - Puede representar una sola secuencia deposicional
 - Puede ser el resultado de una amalgamación
 - Algunos patrones de las curvas resultan de ambientes donde secuencias individuales no se forman (estratificación cruzada en las dunas – patrón cilíndrico)

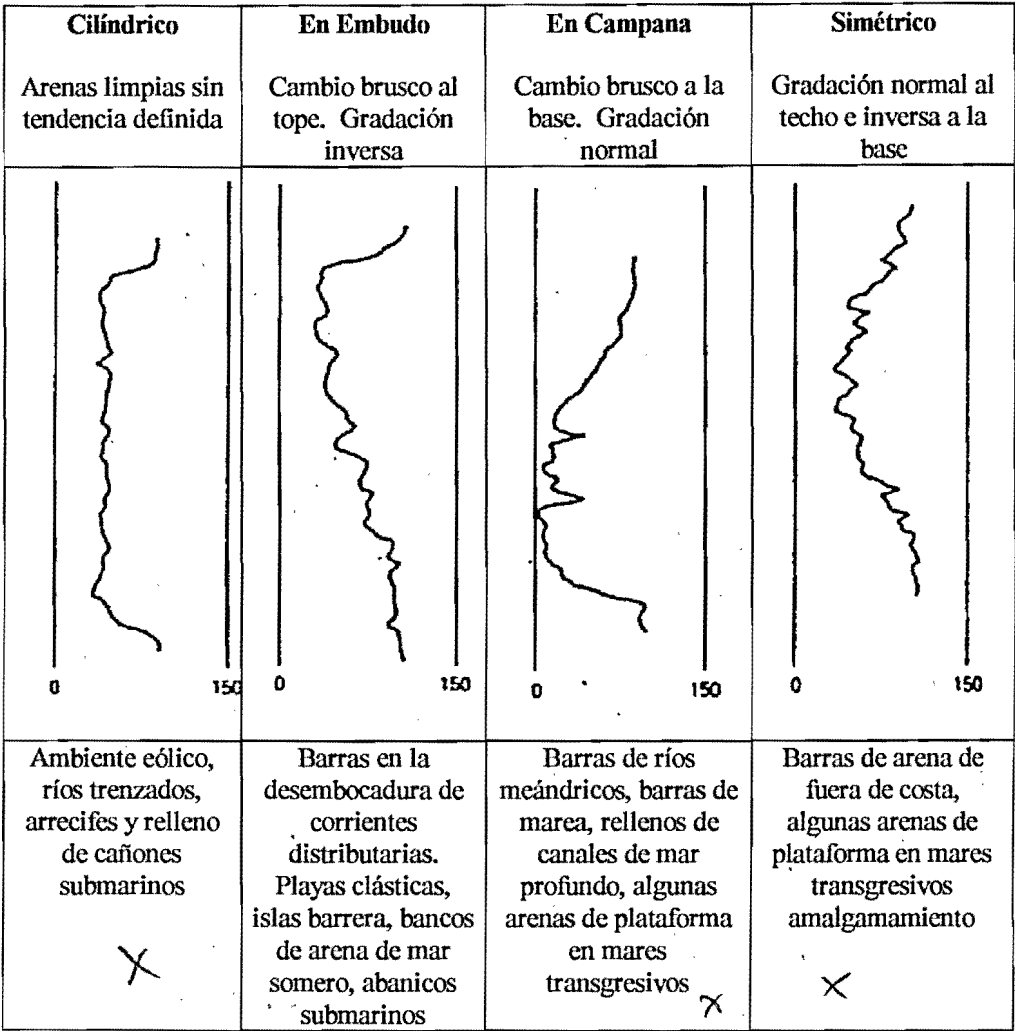


Figura 2.24. Formas idealizadas y más comunes de la curva del registro de rayos gamma con algunos de los ambientes depositacionales que las pueden originar; algunos ambientes se representan por más de una curva, lo que indica que ellos son variables. Tomado de Manrique y Chajid, 1998.

3. GUIA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL Y NORTEAMERICANA

3.1. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

A continuación se presenta la parte de litoestratigrafía de la Guía Estratigráfica Internacional resumida, Salvador y Murphy 1999 y el Código Estratigráfico Norteamericano, Boggs, 1994.

3.1.1. Naturaleza de las unidades litoestratigráficas

Las unidades litoestratigráficas son cuerpos de rocas, estratificadas o no estratificadas, que se definen y caracterizan con base en sus propiedades litológicas y sus relaciones estratigráficas, Figura 3.1. Las unidades litoestratigráficas son las unidades básicas de la cartografía geológica.

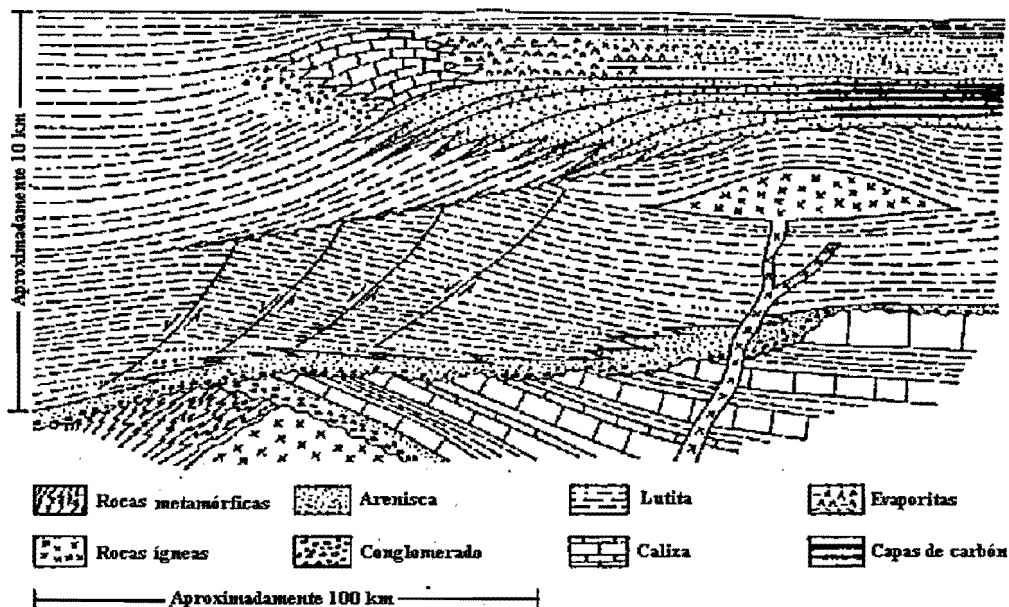


Figura 3.1. Sección transversal que ilustra como las interrelaciones de las unidades litoestratigráficas se pueden usar para descifrar la historia geológica. La secuencia en la cual varias unidades estratigráficas (cuerpos de roca) se muestran en esta sección transversal fueron formadas se pueden establecer claramente con base en las relaciones estratigráficas de las unidades, aún si su edad es desconocida. Modificado de Salvador 1994.

3.1.2. Definiciones

1. Litoestratigrafía. El elemento de la estratigrafía que tiene que ver con la descripción y nomenclatura de las rocas de la tierra con base en su litología y sus relaciones estratigráficas.

2. Clasificación litoestratigráfica. La organización de los cuerpos de roca en unidades con base en sus propiedades litológicas y sus relaciones estratigráficas.

3. Unidad litoestratigráfica. Un cuerpo de rocas que se define y reconoce con base en sus propiedades litológicas o combinación de propiedades litológicas y relaciones estratigráficas. Una unidad litoestratigráfica puede consistir de rocas sedimentarias, ígneas o metamórficas. Las unidades litoestratigráficas se definen y reconocen por rasgos físicos observables y no por su edad, ni el espacio de tiempo que ellas representan, ni la historia geológica, o la manera en que se formaron. La extensión geográfica de una unidad litoestratigráfica está controlada totalmente por la continuidad y extensión de sus rasgos litológicos diagnósticos.

3.1.3. Clases de unidades litoestratigráficas

1. Unidades litoestratigráficas formales. La jerarquía convencional de los términos litoestratigráficos es como sigue:

Grupo: Dos o más formaciones

Formación: Unidad primaria de la litoestratigrafía

Miembro: Nombre litológico de la subdivisión de una formación

Capa: Estrato de nombre distintivo en un miembro o formación

Flujo: El estrato distintivo más pequeño en una secuencia volcánica

Las unidades componentes de cualquier unidad de rango mayor en la jerarquía litoestratigráfica no necesitan ser las mismas en todas partes

2. Formación. Es la unidad primaria formal de la clasificación litoestratigráfica. Las formaciones son solamente las unidades litoestratigráficas formales en las cuales cualquier columna estratigráfica se debería dividir completamente con base en la litología.

El contraste en litología requerido para justificar el establecimiento entre las formaciones varía con la complejidad de la geología de la región y el detalle que se necesite para la cartografía geológica y para trabajar su historia geológica. Una formación que no se pueda delinear a la escala de la cartografía utilizada en la región no se considera justificable y útil. El espesor de la formación puede variar de menos de un metro a varios cientos de metros.

3. Miembro. La unidad litoestratigráfica formal próxima en rango debajo de la formación. Esta posee propiedades litológicas distinguibles de las partes adyacentes de la formación. No se requieren estándares fijos para la extensión y espesor de un miembro.

Una formación no se necesita dividir en miembros a menos que se cumpla con un propósito útil. Algunas formaciones se pueden dividir completamente en miembros; otras pueden tener solamente ciertas partes designadas como miembros. Un miembro se puede extender de una formación a otra.

Las formas especiales de los miembros (o de las formaciones), son lentes o lenguas. Un lente es un cuerpo de roca en forma de lente de diferente litología a la unidad que incluye este. Una lengua es una parte proyectante de una unidad litoestratigráfica que se extiende debajo de su cuerpo principal.

4. Capa. La unidad formal más pequeña en la jerarquía de las unidades litoestratigráficas sedimentarias, ejemplo un simple estrato litológicamente distinguible de otro estrato encima y debajo. Por costumbre solamente las capas distintivas (capas guías, capas marcadoras) particularmente útiles para propósitos estratigráficos se les dan nombres propios y se les consideran unidades litoestratigráficas formales.

5. Flujo. Un discreto cuerpo volcánico extrusivo que se distingue por la textura, composición u otros criterios objetivos. La designación y nombramiento de flujos como unidades litoestratigráficas formales se debería limitar a los que son distintivos y de amplia dispersión.

6. Grupo. Una sucesión de dos o más formaciones contiguas o asociadas las cuales tienen propiedades litológicas significantes y diagnósticas en común. Las formaciones no necesitan agregarse en grupos a menos que hacer esto proporcione un medio útil de simplificar la clasificación estratigráfica en ciertas regiones o ciertos intervalos. El espesor de una sucesión estratigráfica no es una razón válida para definir una unidad como un grupo antes que una formación. Las formaciones componentes de un grupo no necesitan ser en todas partes la misma.

7. Supergrupo y subgrupo. El término supergrupo se puede usar para varios grupos asociados o para grupos y formaciones asociados con significantes propiedades litológicas en común. Excepcionalmente, un grupo se puede dividir en subgrupos.

8. Complejo. Unidad litoestratigráfica compuesta de diversos tipos de cualquier clase o clases de rocas (sedimentarias, ígneas, metamórficas) y caracterizadas por litología irregularmente mezclada o por relaciones estructurales altamente complicadas.

9. Horizonte litoestratigráfico (lito horizonte). Una superficie de cambio litoestratigráfico, comúnmente el límite de una unidad litoestratigráfica, o una capa guía muy delgada litológicamente distintiva dentro de una unidad litoestratigráfica.

10. Unidades litoestratigráficas informales. Unidades litoestratigráficas reconocidas en estudios preliminares y no totalmente descritas y caracterizadas algunas veces se les dan nombres. Tales nombres se deberían considerar informales y no deberían incluirse en documentos publicados. Si una unidad amerita un nombre formal, esta amerita una definición y descripción formal propia.

3.1.4. Procedimientos para establecer unidades litoestratigráficas

1. Estratotipos y localidades tipo como una definición estándar. Cada unidad litoestratigráfica formal debe tener una definición o caracterización clara y precisa. La designación de un estratotipo para una unidad estratificada o una localidad tipo para una unidad no estratificada es esencial. La designación de secciones de referencia auxiliares o localidades tipo adicionales se pueden usar para complementar la definición de la unidad litoestratigráfica. Donde no aflora una sección completa de una unidad en un área, se designan los estratotipos de límite inferior y superior en la sección específica.

2. Límites. Los límites de las unidades litoestratigráficas se colocan en posiciones de cambio litológico o arbitrariamente dentro de zonas de gradación o interdigitación vertical o lateral. En el trabajo en el subsuelo, debido a derrumbes en los pozos perforados, es mejor definir límites litoestratigráficos en la ocurrencia más alta de un tipo de roca particular antes que en la más baja.

Los límites de unidades litoestratigráficas comúnmente cortan a través de: superficies de tiempo, de límites de rangos fósiles, y de los límites de cualquier otra clase de unidad estratigráfica.

3. Inconformidades y hiatos. Las secuencias estratigráficas de composición litológica similar pero separadas por inconformidades regionales o hiatos mayores se deberían cartografiar como unidades litoestratigráficas separadas. Hiatos locales o disconformidades menores, o inconformidades dentro de una secuencia de composición litológica similar no se deberían considerar como la razón para reconocer más de una unidad litoestratigráfica.

3.1.5. Procedimientos para extender unidades litoestratigráficas – Litocorrelación

Una unidad litoestratigráfica y sus límites se extienden desde una sección o localidad tipo solamente tan lejos como las propiedades litológicas diagnosticas sobre las cuales la unidad se basó, se pueden identificar.

1. **Uso de evidencias -indirectas para identificar unidades y sus límites.** Donde la identificación litológica es difícil de determinar debido a que los afloramientos no existen o son muy pobres, una unidad litoestratigráfica y sus límites se pueden identificar y correlacionar con base en evidencias indirectas: expresión geomorfológica, registros de pozo, reflexiones sísmicas, vegetación distintiva etc.

2. **Capas guías usadas como límite.** El tope o la base de una capa guía se puede usar como un límite para una unidad litoestratigráfica formal donde la capa guía ocurra o este cerca de un cambio litológico vertical reconocible.

3.1.6. Nombre de las unidades litoestratigráficas

1. **General.** En el caso de unidades litoestratigráficas, un simple término litológico indicando su tipo de roca dominante se puede usar en vez del término de unidad indicando su rango (grupo, formación, miembro, capa). Sin embargo, el uso del término de la unidad es preferible; y el uso de ambos el término litológico y el término de unidad se debería discontinuar. Los términos inferior, medio y superior no se deberían usar para subdivisiones formales de unidades litoestratigráficas.

2. **Componente geográfico del nombre.** Los nombres de muchas unidades estratigráficas formales consisten de un nombre geográfico apropiado combinado con un término apropiado indicando la clase de rango de la unidad por ejemplo: Formación La Luna, excepto para algunos términos que se establecieron en la historia temprana de la estratigrafía. En el caso de cambios importantes laterales o regionales en la composición litológica, el cambio en el término geográfico es deseable, pero la propuesta indiscriminada de nuevos nombres para variaciones litológicas menores no es deseable.

3. **Componente litológico del nombre.** Si se usa un término litológico en el nombre de una unidad litoestratigráfica este debería ser el término simple, generalmente aceptado que indica la litología predominante de la unidad. Términos litogenéticos o compuestos combinados no se deberían usar.

4. **Algunos aspectos especiales de rocas ígneas y metamórficas.** Las rocas volcánicas estratificadas y los cuerpos de rocas metamórficas que se les puede reconocer como de origen sedimentario y/o extrusivo volcánico se pueden tratar como las unidades litoestratigráficas sedimentarias.

Las rocas intrusivas no estratificadas y los cuerpos de rocas metamórficas que están deformados y/o recrystalizados de tal modo que su estratificación original y sucesión estratigráfica no se puede diferenciar requieren un tratamiento diferente. Como en las unidades litoestratigráficas, su nombre debería estar compuesto de un término geográfico local adecuado combinado con un término de unidad o un simple término litológico de campo. Sin embargo, como muchos geólogos están de acuerdo en que términos de unidad tales como grupo, formación, o miembro implican estratificación y posición dentro de una secuencia estratificada, es más apropiado usar un término simple litológico de campo tal como granito, gneis o esquisto para esas unidades no estratificadas. También es apropiado el uso del término complejo, melange y ofiolítico. De otro lado, el uso del término suite parece inadecuado. El término ha sido usado comúnmente para asociaciones de cuerpos de rocas ígneas intrusivas comagmáticas de litologías similares o relacionadas y en estrecha asociación en tiempo espacio y origen.

El uso de adjetivos calificativos tales como plutónico, ígneo o volcánico, aunque preferiblemente minimizado en la nomenclatura formal de unidades litoestratigráficas, se puede usar cuando ellos ayuden a clarificar la naturaleza de las unidades, como por ejemplo complejo ígneo, complejo volcánico.

Adjetivos usados como sustantivos, tales como volcánicos o metamórficos, preferiblemente se deberían evitar aún cuando ellos hayan sido usados ampliamente.

En los nombres litoestratigráficos de cuerpos de rocas ígneas y metamórficas no se deberían incluir términos que expresen forma o estructura tal como dique, silo, plutón, y cuello, o el término más general intrusión. Esos términos no indican litología, no son términos de unidad en la jerarquía litoestratigráfica, y no son además términos litoestratigráficos.

3.1.7. Revisión de unidades litoestratigráficas

La revisión o redefinición de una unidad adecuadamente establecida sin cambiar su nombre requiere establecer la intención de revisar la unidad, las razones para hacer esto, la justificación y documentación como para proponer una nueva unidad. El cambio de rango de una unidad estratigráfica no requiere redefiniciones de la unidad o sus límites, o alteración de la parte geográfica del nombre. Una unidad estratigráfica se puede promover o bajar en rango sin cambiar la parte geográfica de su nombre.

3.2. UNIDADES LIMITADAS POR INCONFORMIDADES

3.2.1. Naturaleza de las unidades limitadas por inconformidades

Las unidades limitadas por inconformidades son:

- Cuerpos de rocas limitados encima y debajo por inconformidades importantes.
- Unidades generalmente compuestas de diversos tipos de cualquier clase o clases de rocas (sedimentarias, ígneas, metamórficas o cualquier combinación de dos o más de esas clases.
- Unidades estratigráficas cartografiables diferenciadas y colocadas aparte de las unidades infrayacentes y suprayacentes y separadas de ellas por sus discontinuidades estratigráficas que las limitan.

Las propiedades litológicas, el contenido fósil y el espacio cronoestratigráfico de las rocas a ambos lados de la inconformidad limitante son importantes para el reconocimiento de las unidades limitadas por inconformidades.

Las unidades litoestratigráficas, bioestratigráficas y cronoestratigráficas continuarán siendo las más frecuentemente usadas en el trabajo estratigráfico, pero en ciertas áreas y para ciertos propósitos, las unidades limitadas por inconformidades son invaluable unidades estratigráficas, casi unidades naturales, la cuales el estratígrafo puede ser capaz de usar para una aproximación clara y programática para el análisis estratigráfico y para una descriptiva, interpretación lucida de la historia geológica. Las unidades limitadas por inconformidades permiten la expresión de los aspectos del desarrollo geológico de la tierra concerniente con los episodios orogénicos, sus ciclos epeirogénicos y sus fases de cambios en el nivel eustático del mar. Esos eventos geológicos son registrados por inconformidades en la sucesión estratigráfica. Por esta razón las unidades limitadas por inconformidades algunas veces se han considerado equivalentes a los ciclos sedimentarios o unidades estratigráficas tectónicamente controladas: estratotectónica, tectoestratigrafía, o unidades tectogénicas; ciclos tectónicos, tectoestratigráficas, tectonoestratigráficas o unidades tectogénicas; ciclos tectónicos, tectosomas; etapas estructurales o tectónicas. Todos esos tipos de unidades, tienen un significado genético y casual definido y requieren para su reconocimiento una interpretación de las relaciones geográficas observadas. Una unidad limitada por inconformidades por el contrario no requiere de tales interpretaciones genéticas o causales; ellas son unidades objetivas no interpretativas. Por ejemplo al llamar una unidad una etapa tectónica, implica que

las inconformidades que limitan la unidad son el resultado de eventos tectónicos; las unidades limitadas por inconformidades, de otro lado se establecen y reconocen sin ningún registro de la causa de sus inconformidades limitantes, si ellas son el producto de eventos orogénicos, episodios epeirogénicos, cambios eustáticos del nivel del mar, o cualquier combinación de ellos.

Las unidades limitadas por inconformidades son útiles y se han usado ampliamente en áreas tectónicamente estables donde los quiebres estratigráficos que esas discontinuidades representan tienen gran significado en descifrar la historia geológica del área. Ellas pueden ser tan útiles en cinturones orogénicos y otras áreas tectónicamente estables, particularmente si las unidades son adecuadamente establecidas y no igualadas con unidades litoestratigráficas, unidades estratigráficas tectónicamente controladas o unidades cronoestratigráficas.

Las inconformidades, disconformidades y hiatos importantes en la sección estratigráfica se han usado como límites de unidades estratigráficas. No es sorprendente, como los cambios litológicos abruptos, quiebres faunísticos y angularidad estructural que comúnmente se presentan en tales discontinuidades estratigráficas son algunos de los más notables y rasgos distintivos reconocibles en cualquier sucesión estratigráfica. Las inconformidades que las limitan, en efecto, fueron las bases para establecer muchas de las primeras unidades estratigráficas. Muchos de los sistemas de la escala estándar cronoestratigráfica global aceptada actualmente fueron originalmente unidades limitadas por inconformidades

3.2.2. Definiciones

Unidades limitadas por inconformidades. Un cuerpo de rocas limitado arriba y abajo por discontinuidades importantes y demostrables específicamente designadas en la sucesión estratigráfica (inconformidad angular, disconformidades etc.), preferiblemente de extensión regional o interregional. El criterio diagnóstico usado para establecer y reconocer esas unidades estratigráficas son sus dos inconformidades que las limitan.

Las unidades limitadas por inconformidades pueden incluir cualquier número de otras clases de unidades estratigráficas (litoestratigráficas, bioestratigráficas, cronoestratigráficas, magnetoestratigráficas), desde unos pocos a muchos, ambos en sucesiones vertical y/o lateral, Figura 3.2.

Inconformidad. Para el propósito de establecer y reconocer unidades limitadas por inconformidades, una inconformidad se define como una superficie de erosión entre cuerpos de rocas, representando un hiato o vacío importante en la sucesión estratigráfica. Las inconformidades se producen por la exposición subaérea o subacuosa y erosión de rocas debajo de la inconformidad con pérdida de parte de

las rocas más viejas. Generalmente se han reconocido varias clases de inconformidades:

Inconformidad angular. Es una inconformidad en la cual los planos de estratificación arriba y debajo de la inconformidad forman ángulo uno con el otro, denotando basculamiento o plegamiento antes de la erosión y posterior depositación, o fuerte onlap.

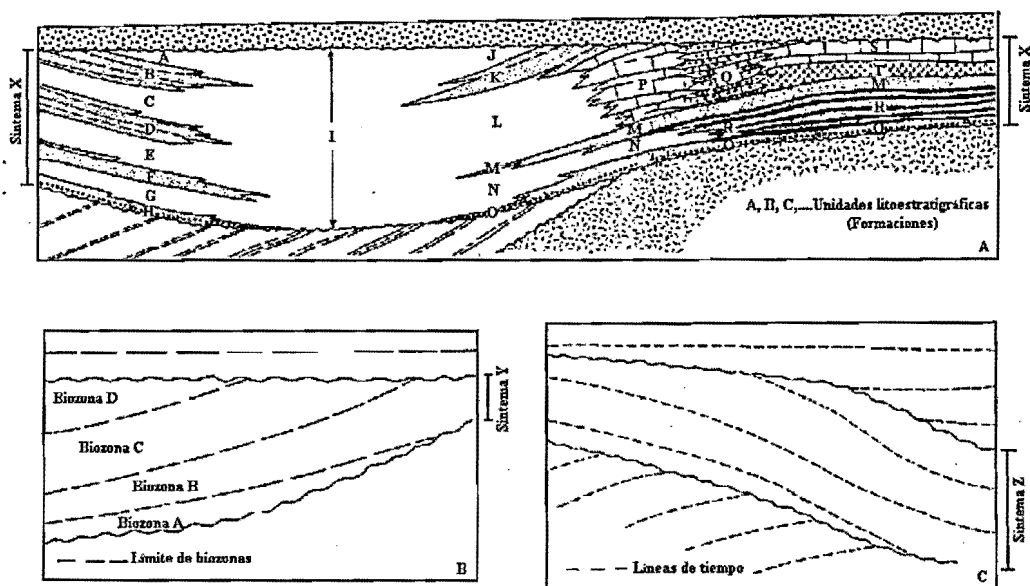
Disconformidad. Una inconformidad en la cual los planos de estratificación encima y debajo del quiebre estratigráfico, son esencialmente paralelos. Este aparente paralelismo, es restringido en extensión areal. A una escala regional, algún grado de angularidad (truncación debajo u onlap encima), están usualmente presentes en la disconformidad. Aún cuando la angularidad no pueda ser detectada, la superficie superior de la sección de roca directamente infrayacente a una disconformidad frecuentemente muestra evidencia de erosión y /o una discontinuidad en la depositación, tal como una superficie de erosión plana o irregular o indicaciones de meteorización. Una disconformidad se puede marcar también por la evidencia de un hiato depositacional importante en la sucesión estratigráfica.

Diastema. Una interrupción corta en la depositación con poca o ninguna erosión antes de la reanudación de la sedimentación. Esos hiatos cortos generalmente son muy limitados en extensión lateral y no son una base apropiada para establecer unidades limitadas por inconformidades.

Los límites de las unidades limitadas por inconformidades pueden ser paralelos o más comúnmente pueden intersectar a un ángulo los límites de las unidades estratigráficas que ellos incluyen.

3.2.3. Clase de unidades limitadas por inconformidades

La unidad básica de unidades limitadas por inconformidades es el sintema (del griego syn que significa junto y them que significa del depósito de). Cuando se necesita y es útil, un sintema se puede subdividir en dos o más subsintemas y dos o más sintemas se pueden combinar dentro de un supersintema.



✓ Figura 3.2. Relación de unidades limitadas por inconformidades a otras clases de unidades estratigráficas incluidas dentro de ellas. Las unidades limitadas por inconformidades pueden incluir cualquier número de otras clases de unidades estratigráficas: litoestratigráficas (A), bioestratigráficas (B), cronoestratigráficas (C). Modificado de Salvador 1994.

3.2.4. Jerarquía de las unidades limitadas por inconformidades

Para establecer una jerarquía útil de unidades limitadas por inconformidades supersistema-sistema-subsistema presentan algunos problemas: desde el simple criterio diagnóstico para la definición y reconocimiento de este tipo de unidades estratigráficas es la presencia o ausencia de sus discontinuidades estratigráficas que las limitan, cualquier jerarquía solamente se podría basar en la magnitud o importancia de esas discontinuidades. Tal magnitud o importancia de esas discontinuidades se puede juzgar desde al menos tres puntos de vista: el grado de angularidad estructural, el espacio de tiempo del hiato estratigráfico representado por la discontinuidad y la extensión geográfica de la discontinuidad. Los tres criterios son frecuentemente independientes uno del otro. Cada uno puede ser más diagnóstico en cualquier caso. La angularidad estructural por ejemplo puede tener más significado en cinturones móviles, mientras la magnitud del vacío de tiempo puede ser más importante en áreas cratónicas estables. Es evidente que el peligro de clasificación contradictoria e inconsistente sobrepesa cualquier beneficio de la jerarquía estructurada. El reconocimiento de supersistemas y subsistemas debería restringirse tanto como sea posible.

3.2.5. **Procedimiento para establecer unidades limitadas por inconformidades.**

El procedimiento para establecer unidades limitadas por inconformidades debería seguir los procedimientos generales recomendados para todas las unidades estratigráficas.

Debido a que la presencia o ausencia de las discontinuidades limitantes, es el simple criterio diagnóstico para establecer, definir, reconocer y extender las unidades limitadas por inconformidades, la definición y descripción de esas unidades debería enfatizar la discusión de la naturaleza, posición, y características de las discontinuidades: Identificación geológica y geográfica de sus estratotipos y secciones de referencia por medio de descripciones verbales, mapas, secciones transversales, fotos, etc.; la extensión geográfica, la variación en la naturaleza y carácter del estratotipo o estratotipos y secciones de referencia; relaciones estratigráficas regionales y unidades estratigráficas adyacentes.

Los estratotipos de las inconformidades que las limitan en la parte inferior y superior no se necesita que estén localizados en la misma sección.

Los atributos internos no son propiedades diagnósticas en la definición e identificación de una unidad limitada por una inconformidad, pero las descripciones de la litología, espesor, contenido fósil, expresión geomórfologica, y edad de la unidad a través del área donde ~~esta~~ está presente son necesarias en el reconocimiento de una unidad limitada por inconformidades.

La descripción puede también incluir una discusión del origen de la unidad y particularmente de sus inconformidades que las limitan, su relación a tectonismo y/o a cambios eustáticos del nivel del mar y el significado de las causas geológicas de esos procesos en la historia geológica del área.

Las unidades limitadas por inconformidades se deberían establecer solamente donde y cuando puedan llenar una necesidad que otras clases de unidades estratigráficas no puedan encontrar, donde puedan contribuir al entendimiento de la estratigrafía e historia geológica de un área, donde puedan proporcionar el trabajo para el análisis estratigráfico regional de cuencas sedimentarias, y donde puedan permitir los procedimientos cartográficos y las expresiones de conceptos estratigráficos para los cuales otras unidades estratigráficas son inadecuadas.

Cada par de inconformidades en una secuencia estratigráfica no requiere el establecimiento, reconocimiento y nombramiento de una unidad limitada por inconformidades. Particularmente hacia la margen de la cuenca sedimentaria, las

inconformidades se desarrollan a muchos niveles en la sección. Si las unidades limitadas por inconformidades fueran a establecerse para cada par de esas inconformidades, el número de unidades estratigráficas podría crecer inimaginablemente. Muchas de tales inconformidades son de limitada extensión geográfica y no permiten por sí mismas establecer unidades limitadas por inconformidades de carácter regional o interregional. (El caso no es diferente al de las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas). En principio, los límites de esas clases de unidades se pueden establecer en cada cambio vertical y lateral en las propiedades litológicas o en cada aparición o desaparición de una forma fósil particular, pero esto se hace raras veces para evitar subdivisiones y terminología innecesariamente compleja.

Los estratígrafos deben decidir cuando y donde establecer unidades limitadas por inconformidades. Pueden ocurrir excesos, pero el uso (o falta) y el tiempo las rectificarán. Los estratígrafos serán tan prudentes en establecer y nombrar unidades limitadas por inconformidades como lo son para nombrar las unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas. ✓ Ellos deberían establecer y nombrar solamente esas unidades limitadas por inconformidades en las cuales necesiten y hallen utilidad justo como se reconocen y nombran solamente unidades litoestratigráficas y bioestratigráficas necesarias y útiles entre la infinidad de posibilidades ofrecidas por las complejidades del registro estratigráfico.

3.2.6. Procedimientos para extender unidades limitadas por inconformidades

Una unidad limitada por inconformidades se debería extender lateralmente solamente tan lejos como ambos de sus inconformidades que las limitan sean identificables.

3.2.7. Nombre de las unidades limitadas por inconformidades

Los nombres de unidades limitadas por inconformidades se deberían formar de un nombre geográfico apropiado en o cerca de la localidad en donde la unidad esta bien desarrollada, combinado con el término sintema (o subsintema o supersintema)

Unidades estratigráficas similares al sintema de esta guía se han denominado unidades aloestratigráficas (alogrupo, aloformación, alomienbro) en el código estratigráfico americano (1983, p 865-867). El término secuencia, usado por Sloss et al (1949), Krumbein y Sloss (1951), Sloss (1963) y muchos autores subsecuentes para unidades litoestratigráficas limitadas por inconformidades, ha sido más recientemente redefinido (Mitchum, Vail, and Thompson, 1977, p 53) para designar unidades compuestas de sucesiones de estratos relativamente

conformables genéticamente relacionados limitados en su base y techo por inconformidades o sus conformidades correlativas. Esas secuencias redefinidas son la unidad básica de lo que ha sido llamado estratigrafía secuencial.

3.3. UNIDADES LITODÉMICAS

3.3.1. Naturaleza y delimitación

Artículo 31. Naturaleza de las unidades litodémicas. Una unidad litodémica corresponde a cuerpos de roca predominantemente intrusivos altamente deformados y/o altamente metamorfoseados, los cuales se distinguen y delimitan con base en las características de las rocas. En contraste con las unidades litoestratigráficas, una unidad litodémica generalmente no cumple con las leyes de superposición. Sus contactos se pueden presentar con otras unidades de rocas sedimentarias, extrusivas, intrusivas, tectónicas o metamórficas, Figura 3.3.

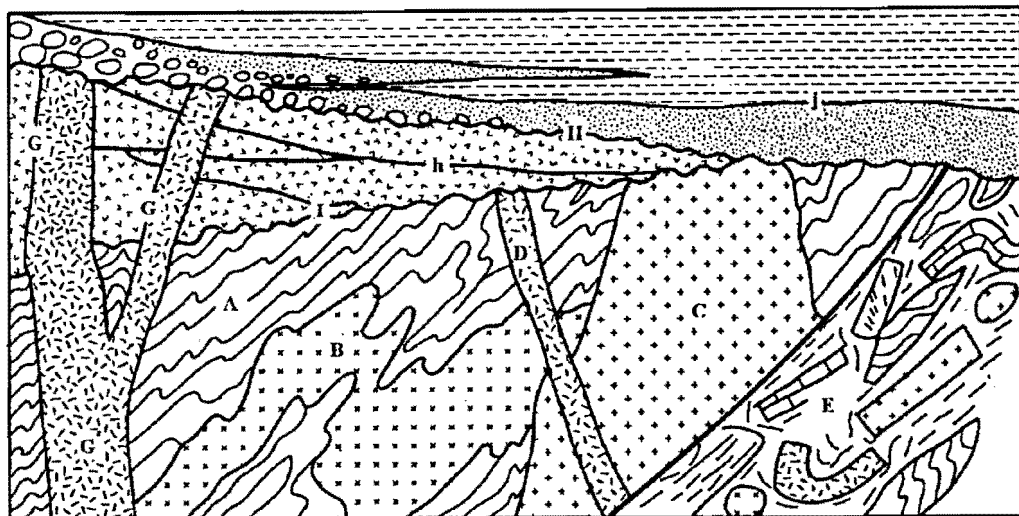


Figura 3.3. Un litodema de gneis (A) contiene una intrusión de diorita (B) que fue deformada con el gneis. A y B se pueden tratar como un complejo. Un granito más joven (C) es cortado por un dique de sienita (D), que es cortado a su vez por una inconformidad. Todo lo anterior está en contacto fallado con el complejo estructural (E). El complejo volcánico (G) está construido sobre la inconformidad (I), y sus diques alimentadores cortan la inconformidad. La sucesión de estratos volcánicos lateralmente equivalentes, cartografiable (h) son tratados como unidades litoestratigráficas. Un gabro alimentador (G') del complejo volcánico, donde esta rodeado por gneis se distingue como un litodema separado y nombrado como un gabro o una intrusión. Todo lo anterior está sobreyacido por la inconformidad (II) y por las rocas sedimentarias (j) dividida en formaciones y miembros. Modificado de Boggs 1994.

Observaciones

a. **Reconocimiento y Definición:** Las unidades litodémicas se definen y reconocen por las características más notables de las rocas. Son las unidades prácticas del trabajo geológico general, en aquellos terrenos en que generalmente falta la estratificación primaria, en tales regiones sirven como base para estudiar, describir y delimitar la litología, estructura local y regional, recursos económicos e historia geológica.

b. **Tipos y Localidades de Referencia:** La definición de una unidad litodémica se debe basar en el conocimiento tan completo como sea posible de sus variaciones laterales y verticales y en la relación de los contactos. Por uniformidad en la nomenclatura se debe presentar una localidad tipo.

c. **Independencia de la Inferencia de la Historia Geológica.** Una interpretación correcta de la historia geológica de una región, juega un papel importante en la definición de una unidad litodémica. Sin embargo, cuando dos unidades son similares, pero se presentan condiciones estructurales que no permiten la correlación cronológica de éstas, se deben establecer dos unidades litodémicas diferentes.

d. **Uso de Zona:** El término zona, se usa en sentido informal, con el objeto de indicar partes en una unidad litodémica. por ejemplo zona de mineralización, zona de contacto, zona de pegmatitas etc.

Artículo 32. Límites. Los límites de una unidad litodémica se colocan en los sitios de cambio litológico. Ellos se pueden colocar en contactos claramente definidos o entre zonas de gradación. Los límites verticales y laterales se basan en criterios litológicos que proveen la mayor unidad y utilidad práctica. Los contactos con otras unidades litodémicas y litoestratigráficas pueden ser depositacionales, intrusivos, metamórficos o tectónicos.

Observaciones

a. **Límites en Zonas Gradacionales:** Donde una unidad litodémica cambia a través de gradación o a través de intirdigitación con una masa de roca que tiene características marcadamente diferentes, generalmente se propone definir una nueva unidad. Puede ser necesario trazar un límite arbitrario dentro de la zona de gradación. Donde el área de intergradación o interdigitación es suficientemente extensa, las rocas de carácter mixto pueden constituir una tercera unidad.

3.3.2. Categorías de unidades litodémicas

Artículo 33. Litodema. El litodema es la unidad fundamental de la clasificación litodémica. Un litodema es un cuerpo de roca intrusivo fuertemente deformado o altamente metamorfoseado, generalmente no tabular y carente de estructuras primarias de depositación y caracterizado por homogeneidad litológica. Estos son cartografiados en la superficie terrestre y trazados en el subsuelo. Para propósitos cartográficos y de jerarquización es comparable a una Formación.

Observaciones

a. Contenido: Un litodema siempre posee rasgos litológicos distintivos y algún grado de homogeneidad litológica interna. Estas pueden consistir de:

1. Rocas de un solo tipo.
2. Rocas mixtas de dos o más tipos ó
3. Rocas de extrema heterogeneidad de composición, las cuales pueden constituir en si mismas una forma de unidad cuando se comparan a masas de rocas adyacentes.

b. Características Litológicas: Posee muchas características líticas distintivas como la mineralogía, rasgos texturales semejantes como tamaño de grano y rasgos estructurales semejantes como esquistosidad o estructura gnéisica. Si una unidad se distingue de sus vecinos únicamente por análisis químico entonces es informal.

c. Cartografiabilidad: La cartografiabilidad en superficie o en el subsuelo de un litodema es esencial.

Artículo 34. División de litodemas. Las unidades de menor rango que el litodema son informales.

Artículo 35. Suit: Una suit (suit metamórfica, intrusiva o plutónica) es una unidad litodémica siguiente en rango por encima del litodema. Esta compuesta por dos o mas asociaciones de litodemas de alguna clase (plutónicas, metamórficas), para propósitos cartográficos y jerárquicos, una suit es comparable con el grupo.

Observaciones

a. Propósito: Las suits se reconocen por el propósito de expresar la relación natural de litodemas asociados teniendo significativos rasgos en común y de descripción geológica y compilación a pequeña escala para permitir delinear litodemas individuales. Idealmente, una suit consiste enteramente de los nombres de los litodemas, pero pueden contener unidades con y sin nombre.

b. Cambios en los Componentes de las Unidades: Las unidades con y sin nombre que constituyen una suit, pueden cambiar de un sitio a otro. Desde luego, el sentido original de las relaciones de características naturales, y de rasgos litológicos, comunes no son violados.

c. Cambios en el Rango: Cuando una suit se extiende por amplios territorios, o se entremezclan con otras suits, el nombre puede llegar a ser cambiado, en estos casos se debe conservar el nombre de la localidad en la cual fue descrita primero.

Durante el trazado lateral, una suit puede perder todas sus divisiones formalmente nombradas, pero permanecer como una entidad reconocible y mapeable. Bajo tales circunstancias, se puede tratar como un litodema pero conservar el mismo nombre. Contrariamente, cuando un litodema previamente establecido se divide en dos o más partes cartografiables, puede ser conveniente ascender su rango a suit, reteniendo el componente geográfico original del nombre. Para evitar confusión, el nombre original no debería ser conservado para una de las divisiones de la unidad original.

Artículo 36. Supersuit: Una supersuit, es la siguiente en rango superior a una Suit. Esta compuesta de dos o mas suits o complejos, conservándose una relación natural entre una y las otras tanto en el sentido vertical como lateral. Para propósitos de cartografía y jerarquización, una SuperSuit es comparable en rango a un Super Grupo.

Artículo 37. Complejo: El ensamblaje o entremezcla de dos o más clases genéticas de rocas, por ejemplo: ígneas, metamórficas o sedimentarias, con o sin estructuras altamente complicadas se pueden nombrar como un complejo. El termino complejo toma el lugar del termino del rango litológico, y aunque no tiene un rango, comúnmente se compara con una Suit y SuperSuit y se nombra de la misma forma.

Observaciones

a. Uso de Complejo: La identificación de un conjunto de rocas diversas como un complejo es útil donde la cartografía de cada componente lítico no es práctico a las escalas de la cartografía ordinaria. El Complejo no tiene rango, pero comúnmente es comparable a una suit o supersuit. Además el termino se puede conservar si por cartografía detallada posterior se distinguen algunas o todas las unidades litodémicas o litoestratigráficas componentes.

b. Complejos Volcánicos: Los sitios de persistente actividad volcánica, comúnmente se caracterizan por contener rocas extrusivas relacionadas con rocas intrusivas. Un conjunto diverso de rocas volcánicas extrusivas relacionadas a intrusiones y sus productos de meteorización, se pueden designar como un complejo volcánico.

c. Complejo Estructural: En algunas regiones, los procesos tectónicos (por ejemplo cizallamiento, fallamiento) han producido mezclas heterogéneas o disturbadas de cuerpos de rocas en las cuales algunos componentes individuales son muy pequeños para ser cartografiados. Donde no hay duda que la mezcla o disturbio se debe a procesos tectónicos, tal mezcla se puede designar como un complejo estructural, si consiste de dos o más clases de roca o una clase solamente.

d. Errores en el uso de Complejo: Cuando el conjunto de rocas que se unen bajo un simple nombre formal consiste de diversos tipos de roca de un solo tipo como en muchos terrenos que exponen una variedad de rocas ígneas intrusivas o de alto grado de metamorfismo, el termino *suit* intrusivo, *suit* plutónica o *suit* metamórfica debe usarse antes que el término no modificado "Complejo". Excepciones a esta regla son los términos complejo estructural y complejo volcánico.

Artículo 38. Errores en el uso de serie para designar Suit, Complejo o Supersuit. El término Serie se ha empleado para reunir varios litodemas, o el de Suits y litodemas, especialmente en el estudio del Precámbrico. El término actualmente no se debe usar para estos casos, este se usa para referirse a la secuencia de rocas resultantes por las sucesiones de erupciones o intrusiones. En los demás casos es más apropiado el uso de Suit, SuperSuit y complejo.

3.3.3. Nomenclatura litodémica

Artículo 39. Estipulaciones generales. El nombre formal de una unidad litodémica esta compuesto por un nombre geográfico combinado con un termino descriptivo apropiado. El principal criterio para la elección del nombre geográfico es la aplicabilidad, disponibilidad, prioridad, etc.

Artículo 40. Nombre del litodema. El nombre de un litodema contiene un término geográfico y un termino de descripción litológica. El nombre de Formación no se debe usar.

Observaciones

a. Terminio Litológico: Debe usarse un término común y familiar tal como: esquisto, gneís, gabro etc., no se deben emplear términos poco conocidos o de mucha complejidad, ni tampoco términos compuestos tales como esquisto grafitico, gneis augen etc.

b. Rocas Intrusivas y Plutónicas: Debido a que muchos cuerpos de rocas intrusivas varían en composición de un lugar a otro y son difíciles de caracterizar con un simple terminio lítico y porque muchos cuerpos de rocas plutónicas no se consideran intrusiones se permite cierta lasitud en la escogencia de un terminio lítico o descriptivo. Así el término descriptivo debería ser preferiblemente composicional (por ejemplo: gabro, granodiorita etc.) pero puede si es necesario denotar la forma (por ejemplo: dique; silo) o ser neutral (ejemplo: intrusión, plutón). Los términos que impliquen génesis de deberían evitar en lo posible, porque las interpretaciones de la génesis pueden cambiar.

Artículo 41. Nombre de Suit. El nombre de una suit, es la combinación de un nombre geográfico, el término Suit y un adjetivo que denote el carácter fundamental de la suit. El nombre geográfico de una suit no puede ser el mismo que el de un componente litodémico. Los conjuntos intrusivos pueden llevar el mismo nombre geográfico si el litodema intrusivo es representativo de la suit..

Artículo 42. Nombre de Supersuit: El nombre de una supersuit, es la combinación de un nombre geográfico con el terminio Supersuit.

3.4. UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS

3.4.1. Naturaleza y límites

Artículo 58. Naturaleza de las unidades aloestratigráficas: Una unidad aloestratigráfica es un cuerpo estratiforme cartografiable de rocas sedimentarias que se definen e identifican con base en las discontinuidades que las limitan.

Observaciones

a. Propósito: Las unidades aloestratigráficas formales se pueden definir entre:

1. Depósitos sobreimpuestos de similar litología limitados por discontinuidades, Figuras 3.4 y 3.5.

2. Depósitos contiguos de similar litología limitados por discontinuidades Figura 3.6.
3. Unidades geográficamente separadas de similar litología limitadas por discontinuidades.

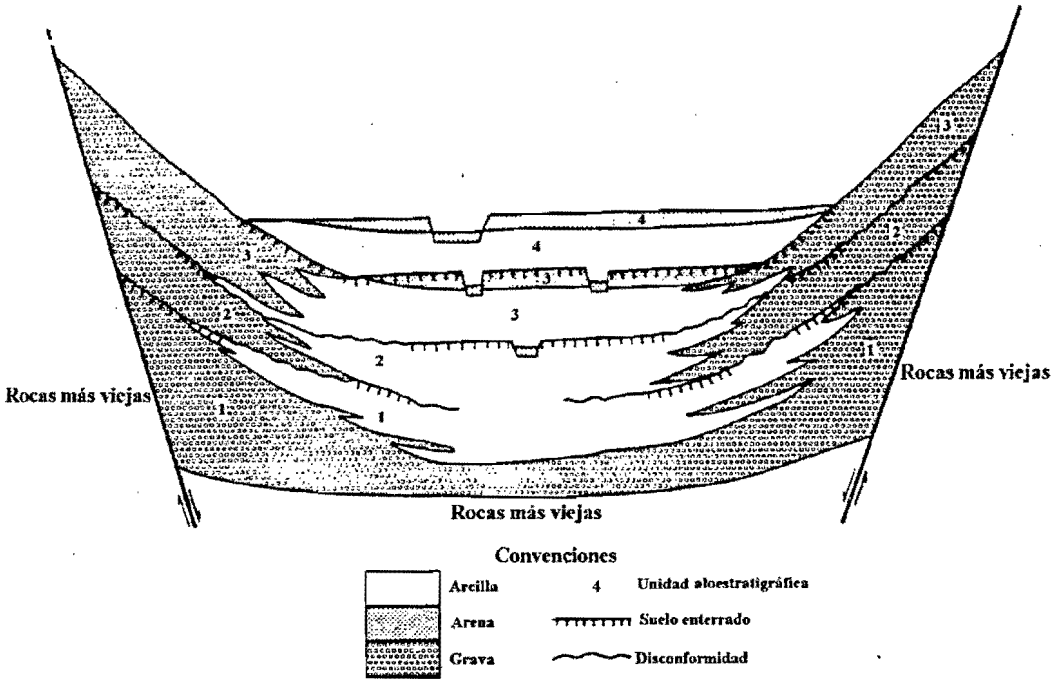


Figura 3.4. Ejemplo de clasificación aloestratigráfica de depósitos aluviales y lacustrinos en un graben. Modificado de Boggs 1994.

Los depósitos aluviales y lacustrinos pueden incluirse en una formación o se pueden separar lateralmente en formaciones que se distinguen por el contraste en la textura (gravas, arcillas). Los cambios texturales son abruptos y agudos vertical y lateralmente. Los depósitos de grava y arcilla son litológicamente similares, por lo tanto no se pueden separar como miembros de una formación.

b. Características internas: Las características internas (físicas, químicas, paleontológicas) pueden variar lateralmente y verticalmente a través de la unidad.

c. Límites: Los límites de las unidades aloestratigráficas son discontinuidades lateralmente trazables.

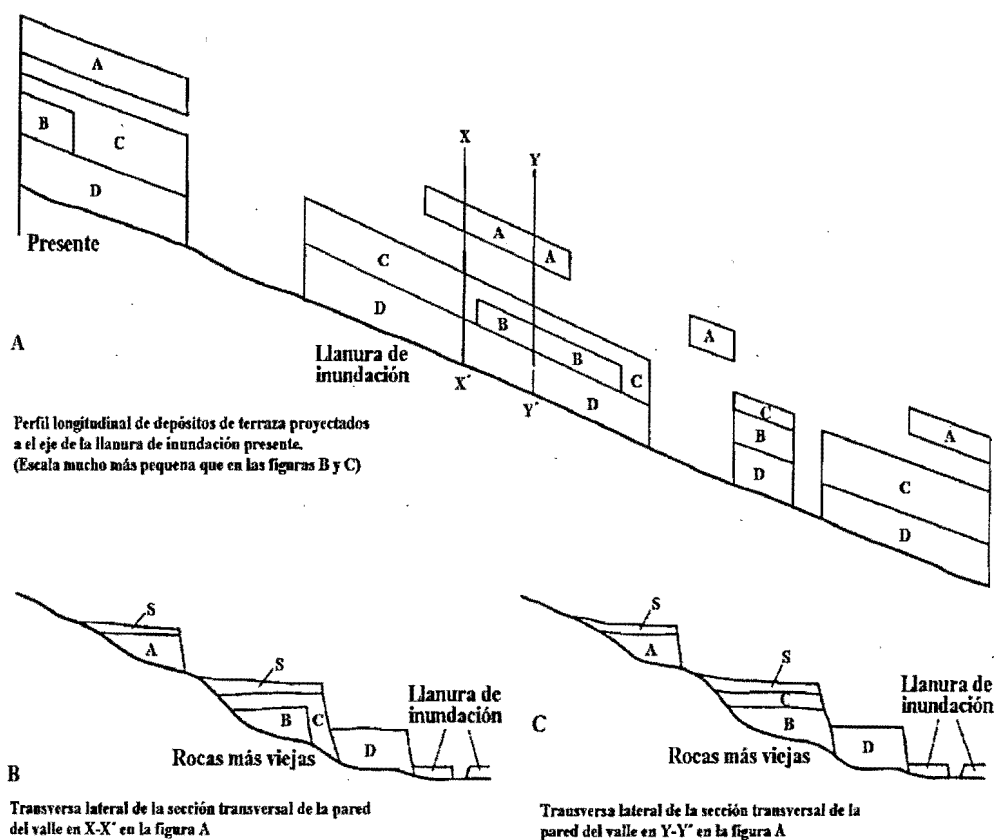


Figura 3.5. Ejemplo de clasificación aloestratigráfica de litología similar. Depósitos de terraza discontinuos. A, B, C, y D son terrazas de grava de similar litología en diferente posición topográfica. Los depósitos pueden definirse como unidades aloestratigráficas formales separadas, si tales unidades son útiles y si las discontinuidades que los limitan se pueden trazar lateralmente. Las terrazas de grava de la misma edad comúnmente están separadas geográficamente por la exposición de rocas más viejas. Donde las discontinuidades limitantes no se pueden trazar continuamente, se pueden extender geográficamente teniendo en cuenta la correlación objetiva de propiedades internas de los depósitos (tales como contenido fósil, tefras incluidas etc.), posición topográfica, edades numéricas o criterios de edad relativa (ej.: suelos u otros fenómenos de meteorización). El criterio para tal extensión se debería documentar. Los depósitos de vertiente y cólicos (S) que cubren las superficies de las terrazas pueden ser de diversas edades y no se incluyen en una unidad aloestratigráfica de terrazas de grava. Una simple superficie de terraza puede estar infrayacida por más que una unidad aloestratigráfica (unidades B y C en las secciones b y c). Modificado de Boggs 1994.

e. Localidad tipo y extensión: Se debe establecer la localidad y área tipo; un estratotipo compuesto o una sección tipo y varias secciones de referencia. Una unidad alostratigráfica puede ser lateralmente contigua con una unidad litoestratigráfica formalmente definida; un corte vertical entre tales unidades se coloca donde las unidades se encuentran.

f. Relaciones Genéticas: Una interpretación genética es una base inapropiada para definir una unidad aloestratigráfica. La interpretación genética puede influir en el establecimiento de los límites de la unidad.

g. Relación a superficies Geomórficas: Una superficie geomórfica se puede usar para definir un límite de una unidad aloestratigráfica, pero a la unidad no se le debería dar el nombre geográfico de la superficie.

Cuatro unidades alostratigráficas, cada una de las cuales incluye dos o tres facies texturales se pueden definir por discontinuidades lateralmente trazables (suelos enterrados y disconformidades).

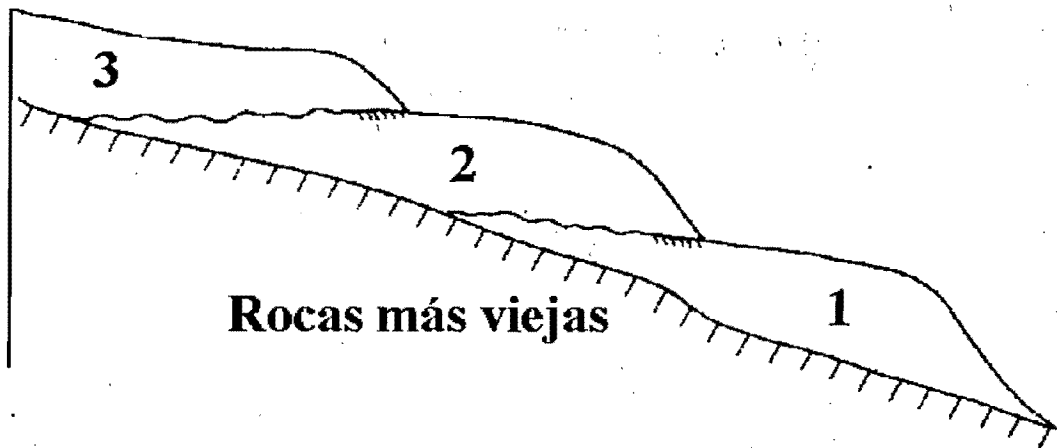


Figura 3.6. Ejemplo de clasificación aloestratigráfica de depósitos contiguos de similar litología. Las unidades aloestratigráficas 1, 2 y 3 son registros físicos de tres glaciaciones. Ellos son litológicamente similares, reflejan proveniencia del mismo tipo de roca, y constituyen una simple unidad aloestratigráfica. Modificado de Boggs 1994.

h. Relación a Suelos y Paleosuelos: Los suelos y paleosuelos, están compuestos de productos de la meteorización y la pedogénesis y difieren en muchos aspectos de las unidades aloestratigráficas, las cuales son unidades depositacionales. El

límite superior de una superficie o suelo enterrado puede usarse como un límite de una unidad aloestratigráfica.

i. Relación e Inferencia de la Historia Geológica: La historia geológica inferida no se usa para definir una unidad aloestratigráfica, pero una historia geológica bien documentada puede influenciar la escogencia de los límites de la unidad.

Relación a Conceptos de Tiempo: Los espacios de tiempo inferidos, medidos no se usan para definir las unidades aloestratigráficas, sin embargo las relaciones de edad pueden influenciar la escogencia de los límites de la unidad.

k. Extensión de Unidades Aloestratigráficas. Una unidad aloestratigráfica se extiende desde su área tipo trazando las discontinuidades limitantes o por trazar o aparear los depósitos entre las discontinuidades.

3.4.2. Rangos de unidades aloestratigráficas

Artículo 59. Jerarquía: La línea de jerarquía de las unidades aloestratigráficas en el sentido decreciente de rango son Alogrupo, Aloformación y Alomiembro.

Observaciones:

a. Aloformación: Es la unidad fundamental de la clasificación aloestratigráfica. Una aloformación puede estar completamente o en parte dividida en alomiembros, si existe algún propósito útil o puede que no tenga alomiembros.

b. Alomiembros: Un alomiembro es la unidad formal aloestratigráfica que se encuentra en rango inferior a la aloformación.

c. Alogrupo: Son superiores en rango a las aloformaciones. Se establecen solo cuando el rango es esencial en la determinación de la historia geológica. Un alogrupo puede consistir de aloformaciones ya nombradas, o alternativamente puede contener una o más aloformaciones nombradas, las cuales conjuntamente no comprenden todo el alogrupo.

d. Cambios en Rango: Los principios y procedimientos para aumentar o disminuir el rango de las unidades aloestratigráficas formales, son los mismos que los establecidos en los artículos 19b, 19g y 28.

3.4.3. Nomenclatura aloestratigráfica

Artículo 60. Nomenclatura: Los principios y procedimientos para nombrar unidades aloestratigráficas es el mismo que el que se usa para nombrar unidades litoestratigráficas.

Observaciones

a. Revisión: Las unidades aloestratigráficas se revisan o modifican por medio de las recomendaciones establecidas en los artículos 17 a 20.

3.5. UNIDADES PEDOESTRATIGRÁFICAS

3.5.1. Naturaleza y límites

Una unidad pedoestratigráfica es un cuerpo de rocas que consiste de uno o más de los horizontes pedológicos desarrollados en una o más unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas o litodémicas y la cual esta suprayacida por una o más unidades aloestratigráficas, litoestratigráficas o litodémicas formalmente definidas.

Observaciones

a. Definición: Una unidad pedoestratigráfica es un cuerpo de roca enterrado trazable en tres direcciones que consiste de uno o más horizontes pedológicos diferenciados.

b. Reconocimiento: La propiedad definitiva de una unidad pedoestratigráfica es la presencia de uno o mas horizontes pedológicos claramente diferenciados. Los horizontes pedológicos son el producto del desarrollo del suelo (pedogénesis) que ocurrieron subsecuentemente a la formación de unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas o litodémicas o unidades sobre las cuales el suelo enterrado se formó. Esas unidades son el material parental en el cual ocurrió la pedogénesis. Los horizontes pedológicos se reconocen en campo por rasgos diagnósticos tales como: color, textura, estructura del suelo, acumulación de materia orgánica, capas de arcilla, manchas o concreciones etc. La micromorfología, tamaño de partícula, mineralogía de arcillas y otras propiedades determinadas en el laboratorio se pueden usar para identificar y distinguir unidades pedoestratigráficas.

c. Límites y Posición Estratigráfica: El límite superior de una unidad pedoestratigráfica es el tope del horizonte pedológico más superior formado por pedogénesis en un perfil de suelo enterrado. El límite inferior de una unidad

pedoestratigráfica es el límite físico más bajo de un horizonte pedológico de un perfil de suelo enterrado. La posición estratigráfica de una unidad pedoestratigráfica está determinada por su relación a las unidades estratigráficas supra e infrayacentes.

d. Trazabilidad: La posibilidad de trazar subsuperficialmente el límite superior de un suelo enterrado es esencial para establecer una unidad pedoestratigráfica porque:

1. Solo unos cuantos suelos están expuestos continuamente durante grandes distancias.
2. Las propiedades físicas y químicas de una unidad pedoestratigráfica pueden cambiar mucho tanto vertical como lateralmente de un lugar a otro.
3. Las unidades pedoestratigráficas de distinto significado estratigráfico en la misma zona generalmente, no se diferencian por una única característica física o química. Por lo tanto la extensión de una unidad pedoestratigráfica se efectúa trazando lateralmente el contacto entre un suelo enterrado y una unidad lito o aloestratigráfica suprayacente formalmente definida, o entre un suelo y dos o más unidades estratigráficas correlativas.

e. Distinción de Suelos Pedológicos. Los suelos pedológicos pueden incluir depósitos orgánicos (por ejemplo, zonas de hojas, depósitos de turba o pantano) que sobreyacen o gradan lateralmente en diferentes suelos enterrados. Los depósitos orgánicos no son producto de pedogénesis y los horizontes O no se incluyen en una unidad pedoestratigráfica, Figura 3.6, ellos se pueden clasificar como unidades bioestratigráficas. Los suelos pedológicos también incluyen todo el horizonte C del suelo. La base de muchos horizontes de suelos es gradacional.

f. Relación a saprolito y otros materiales Meteorizados: Un material derivado por meteorización in situ de unidades litodémicas, aloestratigráficas, litoestratigráficas (por ejemplo saprolito, bauxita, residuos) puede ser el material parental en el cual se forma un horizonte pedológico, pero no es un suelo pedológico. Una unidad pedoestratigráfica se puede basar en horizontes pedológicos de suelos enterrados desarrollados como producto de meteorización in situ (saprolitos). El material parental de tales unidades pedoestratigráficas son el saprolito e indirectamente la roca de la cual se formó.

g. Distinción entre otras Unidades Estratigráficas: Una unidad pedoestratigráfica se diferencia de otras unidades en que:

1. Es un producto de alteración superficial de una o más unidades de material más viejo (pedogénesis).
2. Su litología y otras propiedades difieren marcadamente de las del material parental y
3. Una simple unidad pedoestratigráfica puede estar formada in situ de unidades de material parental de diversas composiciones y edades.

h. Independencia de los Conceptos de Tiempo.: Los límites de una unidad pedoestratigráfica son transgresivos en tiempo. Los conceptos de espacio de tiempo, así se midan no se tienen en cuenta en la definición de los límites de una unidad pedoestratigráfica. A menos que la evidencia de edad se base en fósiles, edades numéricas o relaciones geométricas u otras relaciones pueden jugar un papel importante para distinguir e identificar unidades pedoestratigráficas no contiguas a localidades externas desde las áreas tipo. El nombre de una unidad pedoestratigráfica se debería escoger de un rasgo geográfico en el área tipo y no de un espacio de tiempo.

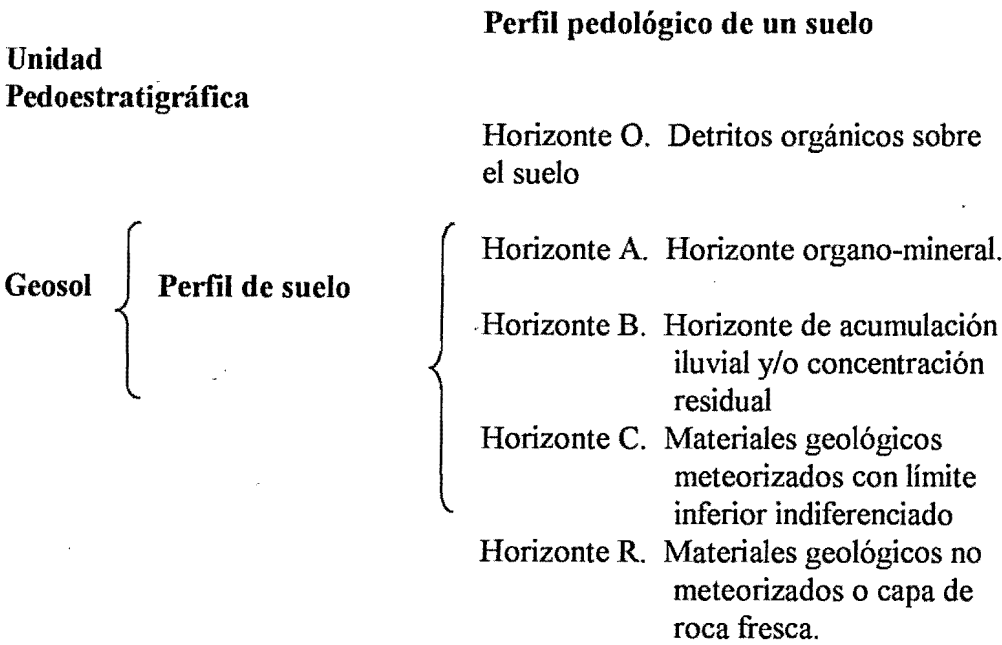


Figura 3.7. Relación entre unidades pedoestratigráficas y perfiles pedológicos. La base de un geosol es el límite físico inferior claramente definido de un horizonte pedológico en un perfil de suelo enterrado. En este ejemplo, este es el límite inferior del horizonte B porque la base del horizonte C no está claramente definida. En otros perfiles, la base puede ser el límite inferior de un horizonte C. Modificado de Boggs 1994.

3.5.2. Nomenclatura pedoestratigráfica y unidades

Artículo 56. Unidad fundamental: La única y fundamental unidad es el geosol.

Artículo 57. Nomenclatura: El nombre formal de una unidad pedoestratigráfica consiste de un nombre geográfico combinado con el termino Geosol. La letra mayúscula inicial en cada palabra sirve para identificar el uso formal.

Observaciones:

a. Geosoles Compuestos: Cuando horizontes que se forman por dos o más tipos de suelos enterrados, se pueden distinguir, entonces se pueden usar nombres formales de unidades pedoestratigráficas basados en los límites del horizonte. Donde los límites del horizonte del respectivo suelo unido no se puede distinguir, la clasificación pedoestratigráfica formal se abandona y se puede usar un nombre combinado informalmente.

b. Caracterización: Las propiedades físicas y químicas de una unidad pedoestratigráfica comúnmente varían vertical y lateralmente a través de la extensión geográfica de la unidad.

Una unidad pedoestratigráfica se caracteriza por el rango de propiedades físicas y químicas de la unidad en el área tipo, antes que por sus propiedades típicas exhibidas en la sección tipo. Por lo tanto, una unidad pedoestratigráfica se caracteriza teniendo en cuenta un estratotipo compuesto.

c. Procedimientos para establecer unidades Pedoestratigráficas Formales. Una unidad pedoestratigráfica formal se puede establecer de acuerdo con los requerimientos aplicables en el artículo 3 y adicionalmente por describir los principales horizontes de suelo en cada facies de suelo.

4. PROCEDIMIENTOS ESTRATIGRÁFICOS

4.1. PROCEDIMIENTOS EN AFLORAMIENTOS

4.1.1. Medición de secciones

La base para muchos estudios de estratos en afloramientos es medir exactamente y adecuadamente secciones estratigráficas descritas. De las secciones medidas se derivan los datos que se usan en correlaciones, como también la información sobre el espesor, variaciones litológicas, posiciones de faunas y relaciones estratigráficas de varias unidades de roca. La aproximación hacia el trabajo estratigráfico completo en cualquier estudio de afloramiento es en gran parte una función del número de secciones medidas, estudiadas y analizadas.

En la exploración estratigráfica la cual involucra la correlación de unidades en áreas grandes, es con frecuencia más importante medir 10 a 20 secciones con detalle moderado para establecer las relaciones generales, que gastar todo el trabajo de campo en el levantamiento detallado de una sección. De otro lado, cuando se requiere información específica de una localidad (por ejemplo, un distrito minero) el máximo beneficio se puede obtener del estudio investigativo de una simple pared de un cañón.

Selección de secciones para medir

La escogencia adecuada de las localidades para medir las secciones es un factor importante al determinar el valor de los resultados y la eficiencia en procura de tales resultados. En algunas áreas, la escogencia es limitada por falta de buenos afloramientos, mientras que en las áreas donde hay numerosos afloramientos, la escogencia se hace teniendo en cuenta el espaciamiento entre las secciones, cantidad de columna estratigráfica presente, grado de exposición o cobertura, simplicidad estructural y accesibilidad.

El espaciamiento es importante ya que en el análisis estratigráfico de cualquier área, es necesario obtener una cobertura tan amplia como sea posible dentro del tiempo disponible para el trabajo de campo. Los estudios estratigráficos usualmente involucran toda la columna estratigráfica de un área o cierta roca o unidades de tiempo estratigráfico. En el primer caso, las secciones escogidas deberían permitir la medida y estudio de la mayor parte de la columna que sea posible. Además se

debería empezar y terminar con horizontes que se puedan correlacionar con secciones adyacentes con el fin de que la columna se pueda empatar.

Donde se tienen en cuenta unidades individuales o grupos de unidades, las secciones seleccionadas deberían si es posible exponer el techo y la base de la porción de la columna involucrada. Las secciones expuestas mas completas se prefieren, aunque la exposición algunas veces se sacrifica en la medida que una sección produzca datos exactos sobre todo el espesor de unidades bajo condiciones donde no hay buena exposición y sección completa.

Con frecuencia también es necesario sacrificar otros factores para escoger una sección simple. Plegamiento suave y fallas transversales obvias no ofrecen especial dificultad, pero las estructuras complejas son serios inconvenientes para medir la sección exactamente. Los escarpes o bordes volcados de plieques frecuentemente parecen ofrecer secciones ideales para medida, pero tales localizaciones están sujetas a adelgazamiento radical, eliminación de unidades incompetentes, repetición no detectable o eliminación por fallas buzantes. El peligro inherente en las medidas de sección en áreas de cierre o plegamiento isoclinal son obvios. Se han publicado ejemplos de secciones en las cuales aparecen unidades con espesor anormal, y posteriormente se prueba que son el resultado de pliegues isoclinales y de otros casos de secciones medidas y registradas al revés.

Descripción de secciones medidas

✓ Se requiere la descripción adecuada con el fin de extraer la máxima cantidad de información estratigráfica de cualquier secuencia expuesta de estratos. La descripción de una sección medida debería incluir observaciones sobre el espesor de las unidades, su relación estratigráfica, litología, estratificación, estructuras internas, comportamiento a la meteorización y paleontología.

Teniendo en cuenta el espesor y otros atributos de los estratos en una sección medida, usualmente se hace referencia a dos clases de unidades. Primera hay tales unidades de roca formales como Formaciones y Miembros, reconocibles en toda o en parte del área involucrada. Cada Formación o Miembro además se dividen en la localidad de la sección medida de acuerdo a la litología, estratificación, exposición a efectos de meteorización o algún otra rasgo dentro de subunidades convenientes, las cuales permiten registrar las diferencias en carácter dentro de Formaciones y Miembros. Las sub-unidades son usualmente capas individuales o grupos de capas que se diferencian de los de arriba y abajo por unidad de color, textura o apariencia general. La diferenciación de una sección en subunidades se ilustra en la Figura 4.1.

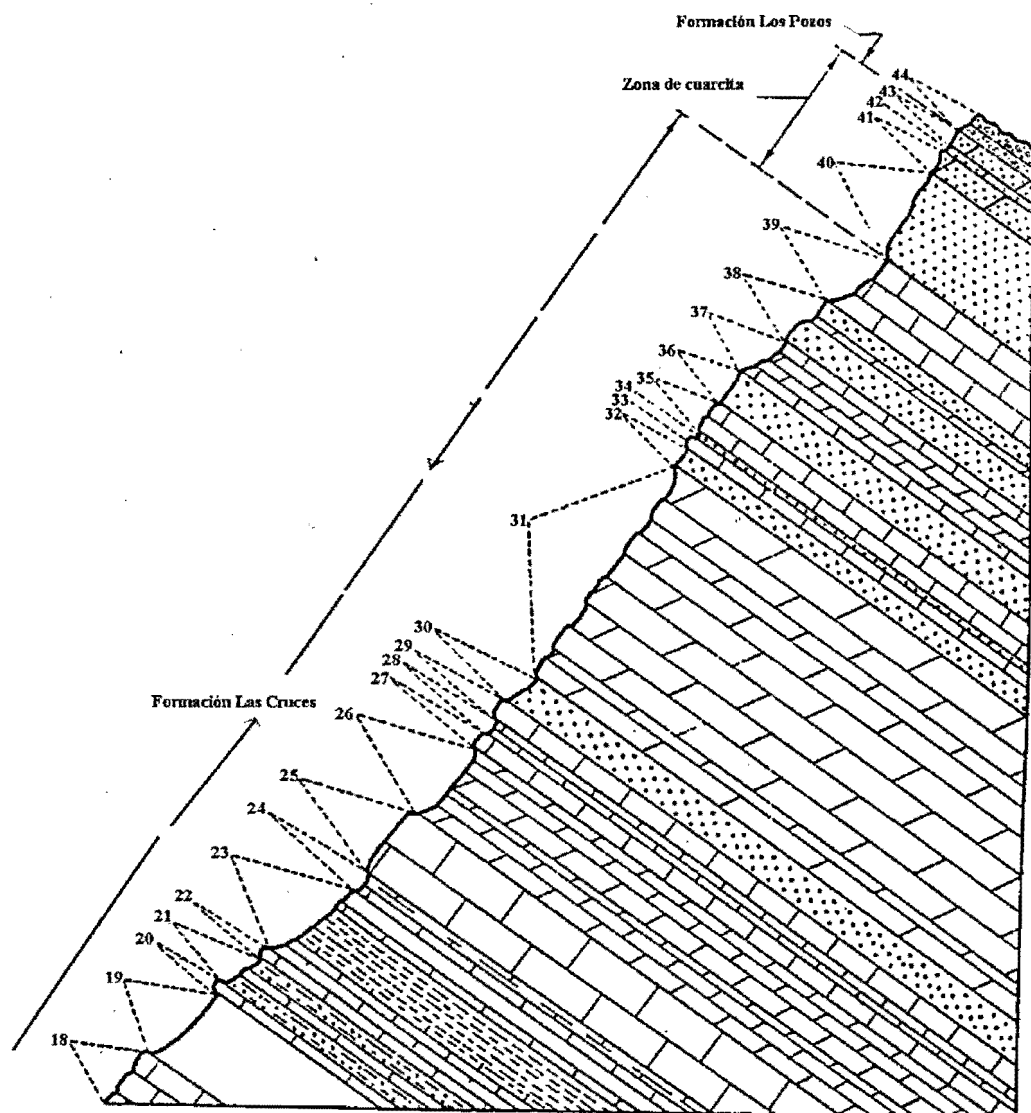


Figura 4.1. Diferenciación de una sección de afloramiento en subunidades

Las subdivisiones en estratos relativamente homogéneos algunas veces se separan por un horizonte de nódulos de chert en una caliza, un intervalo cubierto, un cambio en la resistencia a la meteorización, o algún rasgo menor similar. Además el trabajo puede demostrar que ciertas sub-unidades se pueden reconocer en un área considerable, en la cual se pueden registrar como miembros.

Si las sub-divisiones son extremadamente locales o ampliamente identificables forman una base para descripción detallada y son útiles en referirse a porciones finitas de la sección. A las unidades comúnmente se les asigna números. En la Figura se le da a la primera unidad encontrada un número, además del código de identificación de la sección, se aplica a todos los datos, descripciones y materiales derivados de la unidad.

Las relaciones estratigráficas de todas las unidades de roca tal como Miembros y Formaciones, en el punto en que se mide la sección debería ser lateralmente investigada y registrada como transicional, aguda, disconforme o inconforme.

La litología de cada unidad se describe en términos del tipo de roca dominante (arenisca, lutita, caliza etc), la textura (gruesa, media o de grano fino, selección, forma y redondez), el color (de la superficie fresca); y la mineralogía de partículas detríticas y cemento. Las litologías asociadas se registran separadamente con mención del porcentaje de cada tipo presente y la manera de su asociación con el tipo dominante.

Donde se encuentran unidades fosilíferas, la descripción adecuada incluye una lista de los elementos faunísticos presentes, y alguna medida del número relativo de fósiles representando cada género o especie. La descripción paleontológica exacta usualmente requiere la colección de fósiles representativos para posterior estudio, si ellos se pueden obtener en forma identificable. De otro lado, la descripción debería al menos notar las principales categorías presentes y su modo de ocurrencia.

Muestras litológicas

Además de las observaciones hechas en campo, el trabajo estratigráfico moderno requiere de un mayor detalle litológico al examinar al microscopio y efectuar tratamientos de laboratorio. Para esos propósitos, es necesario coleccionar una muestra de cada sub-unidad en la sección medida. Normalmente las muestras no necesitan ser grandes (menos que un puño en muchos casos). Pero aún muestras pequeñas se vuelven una carga considerable cuando en las secciones espesas se involucran decenas a cientos de unidades. Sin embargo, traer la sección estratigráfica al laboratorio no es conveniente porque cada muestra debería representar totalmente, en volúmenes relativos colectados, las variaciones litológicas en cada sub-unidad y debería contener un mínimo de material alterado por meteorización.

- Algunos estratígrafos prefieren coleccionar muestras a intervalos de 5 a 10 pies que dentro de las sub-unidades naturales, así los intervalos regulares proporcionan muestras comparables a las que se obtienen por perforación. Esta técnica es muy útil en estudios estratigráficos que involucran la comparación de datos superficiales y del subsuelo, pero no es siempre cierto que la labor adicional de coleccionar y acarrear más muestras se justifica.

Es importante anotar que los procedimientos de muestreo sistemático discutidos arriba, al igual que los procedimientos paralelos para coleccionar muestras paleontológicas se hacen con el propósito de preparar una descripción más completa de la sección estratigráfica a través de análisis microscópico y de laboratorio.

Cuando el investigador tiene como meta el tratamiento estadístico de los datos de campo y laboratorio, se deben manejar procedimientos diferentes gobernados por el diseño estadístico.

Colección de fósiles

La afinidad estratigráfica del tiempo de las unidades de roca en una sección medida se determinan con mayor frecuencia por paleontología y se debería aprovechar la oportunidad para refinar la zonación bioestratigráfica de la columna estratigráfica. Se debe recordar que coleccionar fósiles durante la medición de la sección es un medio para un fin y no un fin en si mismo. Las colecciones se deberían limitar a especímenes representativos del género y especies presentes y la abundancia relativa de cada uno.

Los trabajadores familiarizados con los elementos biológicos encontrados serán capaces de involucrar la identificación de campo en las notas sin hacer extensas colecciones, mientras que otros con menos experiencia paleontológica tendrán frecuentemente que coleccionar ciertos tipos de fósiles, tales como Briozoarios, corales y los foraminíferos grandes que requieren técnicas de laboratorio para su identificación posterior. Esas formas las coleccionan aún los paleontólogos más expertos.

Si se buscan microfósiles, se deben coleccionar muestras adecuadas para análisis posterior. Además de las muestras litológicas más pequeñas. En cualquier caso, todos los fósiles coleccionados se deben marcar claramente con el número de la sub-unidad a la cual ellos pertenecen, ya que tales colecciones pierden mucho de su valor estratigráfico si su posición exacta en la sección medida no se puede asignar.

Medida de estratos horizontales

La medida en rocas horizontales no requiere control horizontal, además cualquier medio de medida exacta de elevación se puede adaptar para medir la sección. Se usan un cierto número de métodos, la escogencia depende del grado de exactitud requerida y la topografía del área.

Uno de los métodos que más comúnmente se aplican utiliza el nivel de mano, la unidad de medida es la altura del nivel del ojo del trabajador. La Figura 4.2 ilustra el método. El nivel de mano se adapta bien para medir sobre pendientes moderadas, y es ampliamente usado en capas horizontales del Cretáceo y Terciario.

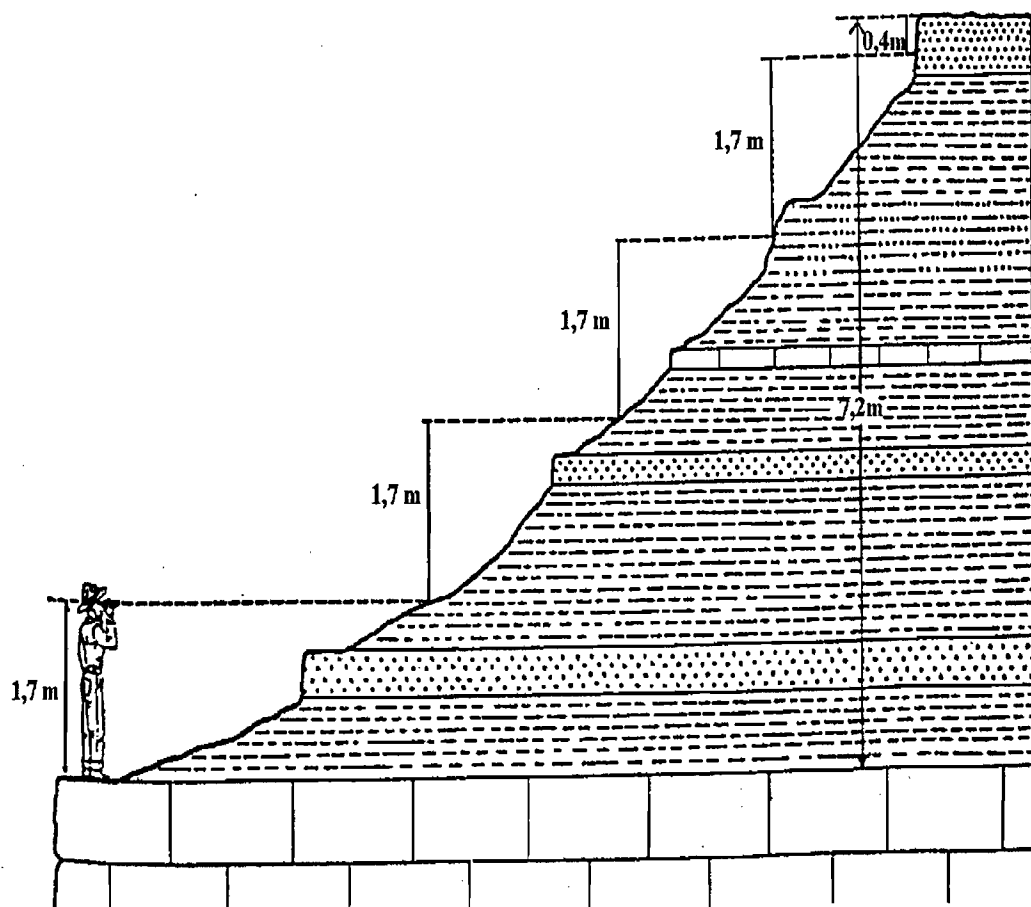


Figura 4.2. Medida de estratos horizontales con el nivel de mano

Donde se encuentra pendientes abruptas o bancos y riscos, el método del Staff de Jacob o Jake-Stick se aplica como se ilustra en la Figura 4.3. Este procedimiento emplea una vara, usualmente de 5 pies de longitud, la cual se puede preparar y subdividir especialmente o se puede cortar desde un árbol local.

La medida se acompaña de una serie de pasos de 5 pies en Zig-zag encima de la pendiente para evitar obstrucciones y áreas cubiertas. El método es muy útil cuando las muestras serán colectadas a intervalos de 5 a 10 pies.

En áreas de bajo relieve las figuras de elevación necesaria se obtienen haciendo una transversal con cinta y brújula.

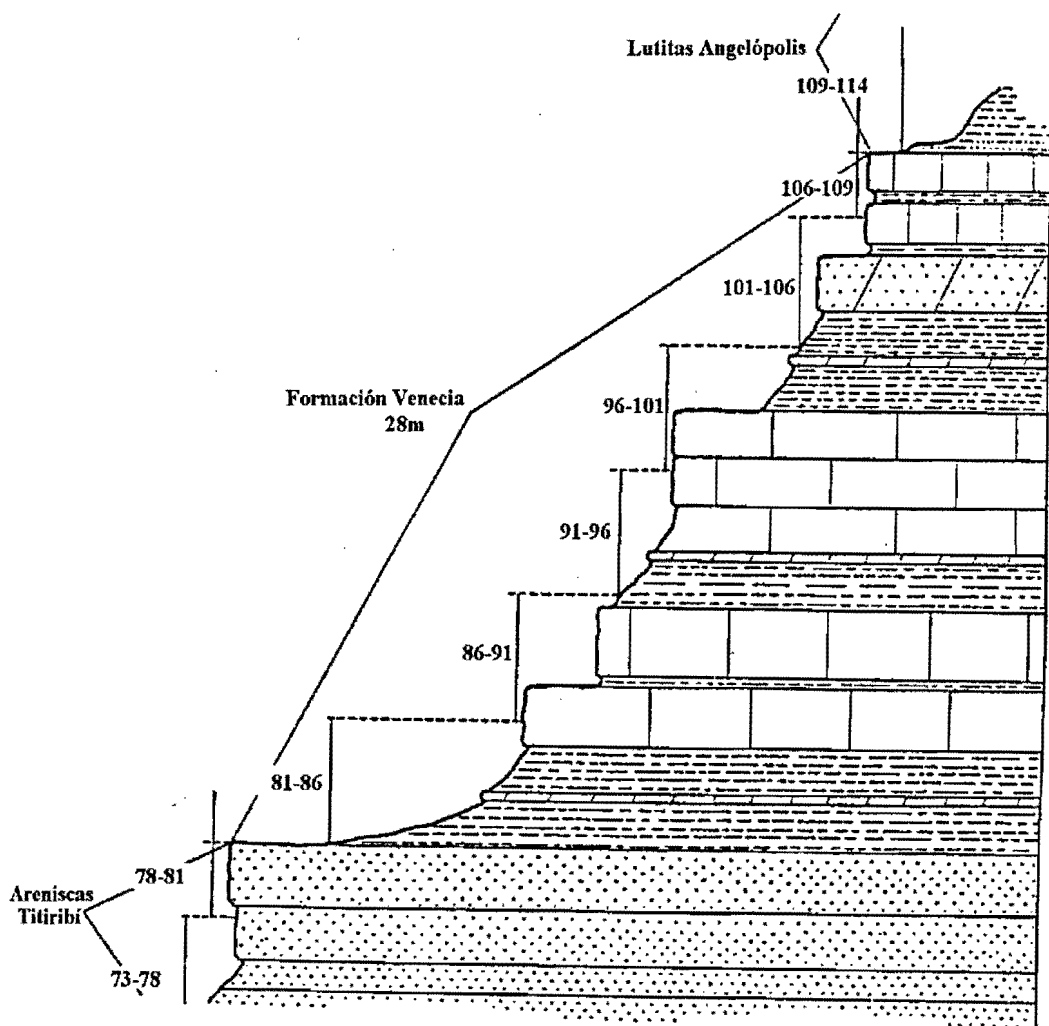


Figura 4.3. Medida de estratos horizontales con el Staff de Jacob de 5 pies

Medición de estratos inclinados

Las secciones medidas en rocas no horizontales requieren métodos modificados, ya que el buzamiento se debe considerar para el cálculo del espesor. Si la medida se hace sobre pendientes abruptas con buena exposición, el Staff de Jacob se puede usar por sostener esta a ángulo recto a la estratificación y procediendo por intervalos de 5 pies. Esto es una operación simple en áreas de calizas y areniscas blocosas, entonces la vara se puede sostener contra los frentes de las diaclasas, las cuales son comúnmente normales a la estratificación.

El método que se aplica más comúnmente al medir rocas inclinadas es utilizando brújula y cinta como se ilustra en la Figura 4.4.

Es frecuentemente posible extender la cinta a través de las sub unidades a ángulos rectos a la estratificación para obtener la distancia de la pendiente del afloramiento. Luego con el ángulo de la pendiente y el buzamiento, el espesor estratigráfico de la sub-unidad se puede computar trigonométricamente o gráficamente.

Si debido a alguna obstrucción las medidas se hacen oblicuas a la estratificación, la horizontal equivalente de la distancia de la pendiente se convierte a distancia a ángulos rectos al rumbo antes de computar el espesor.

Solución trigonométrica

$$\begin{aligned}\text{Espesor estratigráfico} &= \text{Distancia de la pendiente} \times \text{seno}(\text{del ángulo de la pendiente} + \text{el buzamiento}) \\ &= 48 \times \text{seno de } 50^{\circ} \\ &= 37 \text{ m}\end{aligned}$$

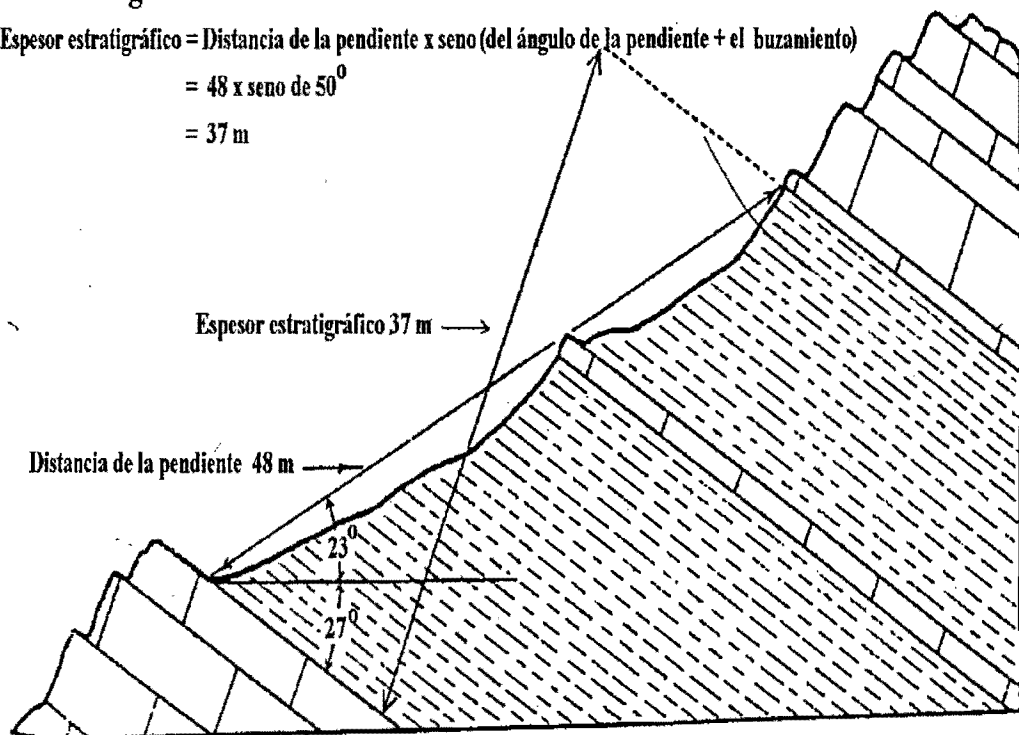


Figura 4.4. Medida de estratos inclinados

4.2. Estudio de laboratorio de muestras de afloramiento.

Muchos detalles de la litología no se pueden estudiar adecuadamente en el campo, debido a tiempo insuficiente durante la medición de la sección, en otras ocasiones debido a que ellas no se pueden observar rápidamente con un lente de mano. Las descripciones de rocas carbonáticas y clásticas de grano fino raras veces quedan tan bien detalladas como se haría con el estudio microscópico.

La Tabla 4.1 ilustra el procedimiento a ser seguido y la naturaleza de los datos obtenibles al analizar muestras al microscopio óptico.

Tabla 4.1. Lista de chequeo para los análisis de muestras de roca. Modificado de Dapples en procedimientos estratigráficos.

Muestra No.	Intervalo del techo	Piso	Unidad estratigráfica
Localidad o pozo	Localización		
Color	Fractura		
Laminación	Textura		
Porosidades	Variedad		
	Tamaños de grano		
	Arena,	Limo	Arcilla
Dureza	Tamaño de los cristales		
Polvo de lutitas			
	Selección		
Reacción al HCl	Texturas especiales		
Disgregación	Mineralogía de residuos		
Medio de			
Tipo de			
Composición	Esfericidad		
Granos o cristales	Valor		
% Total	%		
Cuarzo	Calcita		
Feldespato	Dolomita		
Moscovita	Chert		
Biotita	Glaucónita		
Clorita	Pirita		
Oxidos de Fe	Yeso		
Otros			
Aloquímicos de carbonatos	Redondez		
Fósiles o fragmentos fósiles	Valor		
Oolitos o pisolitos	%		
Pelets			
Intraclastos			
Lumps			
	Remanentes orgánicos		
	Abundancia		
	Condición		
	Preservación		
% total de la matrix			
	Clases de organismos		
Cemento			
Grado			
Composición			
	Tipo de roca		

4.2.1. Análisis de minerales pesados

Cuando los granos de arenisca se separan en las fracciones pesadas y livianas por separación por gravedad en líquidos pesados, muchos detalles mineralógicos no detectables en la muestra total son expuestos. Tales datos son útiles en correlación y en estudios de fuente y ambiente deposicional de sedimentos.

Análisis de residuos insolubles

Las secuencias de carbonatos las cuales no se pueden diferenciar en el campo ni por estudios microscópicos, frecuentemente se pueden subdividir y correlacionar teniendo en cuenta sus residuos insolubles después de la solución ácida de la calcita o dolomita.

4.2.2. Análisis indirectos

Los carbonatos y lutitas, las cuales no producen suficiente detalle diagnóstico por otros métodos pueden estar sujetas a ciertas aproximaciones indirectas al estudio litológico. Análisis químico cuantitativo espectroscópico de calizas, dolomitas y lutitas pueden con frecuencia producir datos útiles para diferenciar secuencias homogéneas. El análisis térmico diferencial y de rayos X de lutitas se puede interpretar en términos de los minerales arcillosos presentes y así implementar la descripción litológica detallada y el análisis. Igualmente, se puede utilizar cualquier tipo de análisis más moderno que permita diferenciar unidades.

4.2.3. Análisis textural

Muchos detalles texturales de rocas clásticas no se pueden ver adecuadamente en un análisis microscópico de rutina. La distribución de tamaño de partícula de areniscas limos y lutitas se debe determinar por análisis mecánico, usualmente por tamizado y técnicas de velocidad de asentamiento. Por las técnicas de análisis digitales de imagen que me permiten tener mucha mejor información.

4.3. Presentación de datos de afloramiento

Descripciones escritas. Aunque la presentación gráfica de datos estratigráficos es quizás la técnica más útil, esta no plasma diagramáticamente toda la información necesaria para el total entendimiento de los sedimentos. Además, una descripción escrita de cada sección medida se presenta la cual incluye todos los datos obtenidos en el campo y en el laboratorio para cada sub-unidad también como los resultados de investigaciones paleontológicas.

4.3.1. Secciones geológicas transversales

Las secciones geológicas transversales ilustran adecuadamente la estratigrafía y la relación de la estratigrafía a la estructura y topografía. Las secciones geológicas

transversales se pueden usar para ilustrar la posición y ocurrencia de varias unidades estratigráficas dentro de una cadena montañosa o cuenca sedimentaria. Ellas sin embargo no pueden mostrar mucho detalle estratigráfico o litológico sin gran exageración vertical de la escala y consecuente distorsión del relieve y estructura un ejemplo se da en la Figura 4.5.

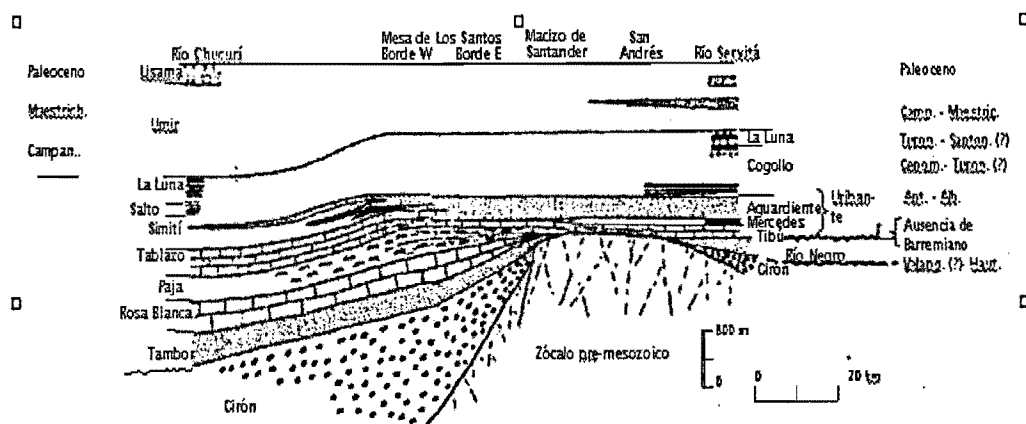


Figura 4.5. Ejemplo de una sección geológica transversal.

4.3.2. Secciones columnares

Las secciones columnares son los medios gráficos más útiles y familiares de expresar los datos estratigráficos de las secciones medidas.

Las secciones columnares muestran la secuencia, interrelaciones y espesor de unidades estratigráficas e ilustran su litología por símbolos convencionales.

- La selección de la escala vertical hace posible la expresión de todo el grado de detalle que sea disponible o deseado. Cada unidad se muestra con la escala de espesor propio en su posición adecuada en la columna. 100 pies a una pulgada es una escala común, pero algunas secciones pueden requerir 10 pies a una pulgada y otras pueden ser satisfactoriamente representadas a 1000 pies por pulgada.

Los símbolos que expresan los atributos litológicos principales de cada subunidad y ciertos rasgos accesorios son involucrados dentro del cuerpo principal de la columna.

La posición y distribución de capas especiales y otros detalles importantes, el espaciado de los planos de estratificación, laminación cruzada en inconformidades se pueden indicar, pero intentar ilustrar muchos rasgos usualmente resultan en columnas confusas e ilegibles. La Figura 4.6 es un ejemplo de una sección columnar.

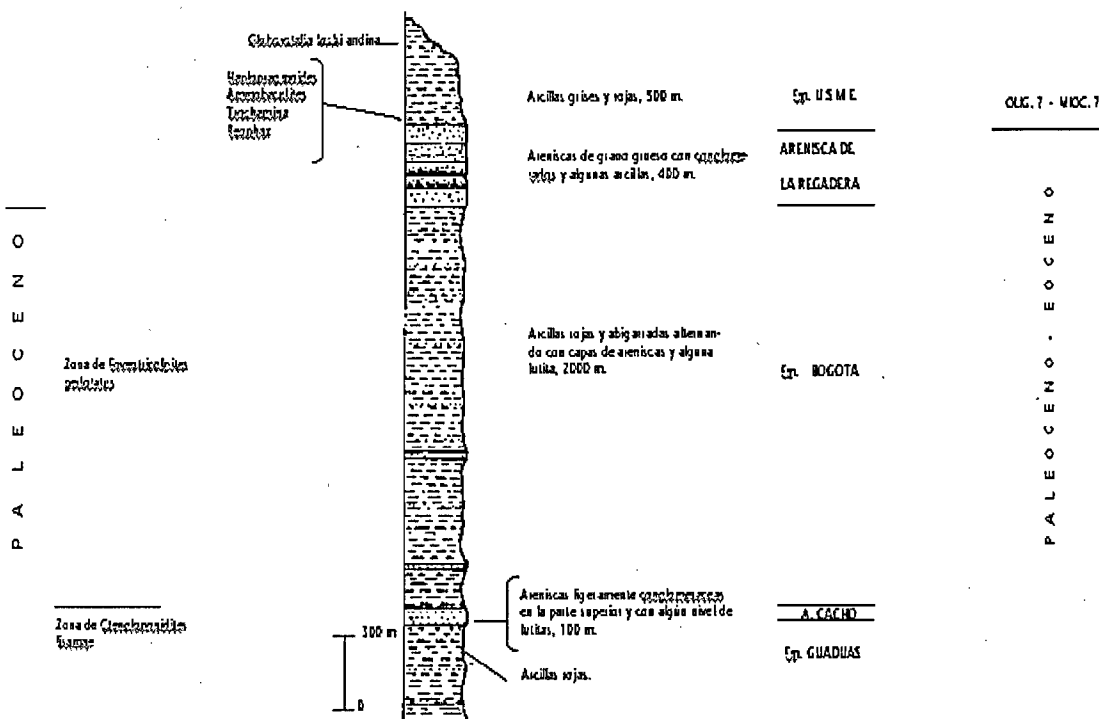


Figura 4.6. Sección columnar

El color y la textura se muestran mejor por anotaciones de símbolos separados a lo largo de uno o ambos lados de la columna. Donde los datos de residuos insolubles o minerales pesados son disponibles, ellos también requieren anotaciones separadas.

El rango de zonas paleontológicas se pueden representar por paréntesis o filas adyacentes a la columna, cada zona se identifica por sus especies características o por un símbolo referente a una lista faunística anotada.

Una sección columnar adecuadamente organizada es capaz de expresar prácticamente todos los datos físicos y biológicos importantes obtenidos de la medición y análisis de una sección estratigráfica.

4.3.3. Secciones estratigráficas transversales

Las secciones estratigráficas transversales difieren de las secciones transversales geológicas en que ellos no intentan ilustrar el perfil topográfico y la estructura es restaurada o diagramáticamente expresada. Además la escala vertical es grandemente exagerada con el fin de mostrar detalles estratigráficos. Las secciones transversales son dibujadas por una serie de arreglos de secciones columnares lado por lado en secuencias geográficas adecuadas indicando la distancia de una localización a otra.

Un espaciamiento uniforme o irregular entre columnas se puede usar para mostrar la separación actual.

Si las relaciones estructurales son importantes en el estudio, las posiciones verticales en el estudio de la columna se determinan por su elevación en el campo, enfatizando la influencia de la estructura. Comúnmente la estructura se restaura con relación a algún horizonte estratigráfico seleccionado como el datum. Las correlaciones litológicas y faunísticas se indican por líneas conectando los propios horizontes de columna a columna. Pinchamiento, interdigitación y otros fenómenos los cuales se infieren que están presentes entre las posiciones de columnas se pueden mostrar. Pero la distinción entre inferencia y observación actual debe ser clara. La Figura 4.7 es un ejemplo de sección estratigráfica transversal compuesta de columnas superficiales y del subsuelo.

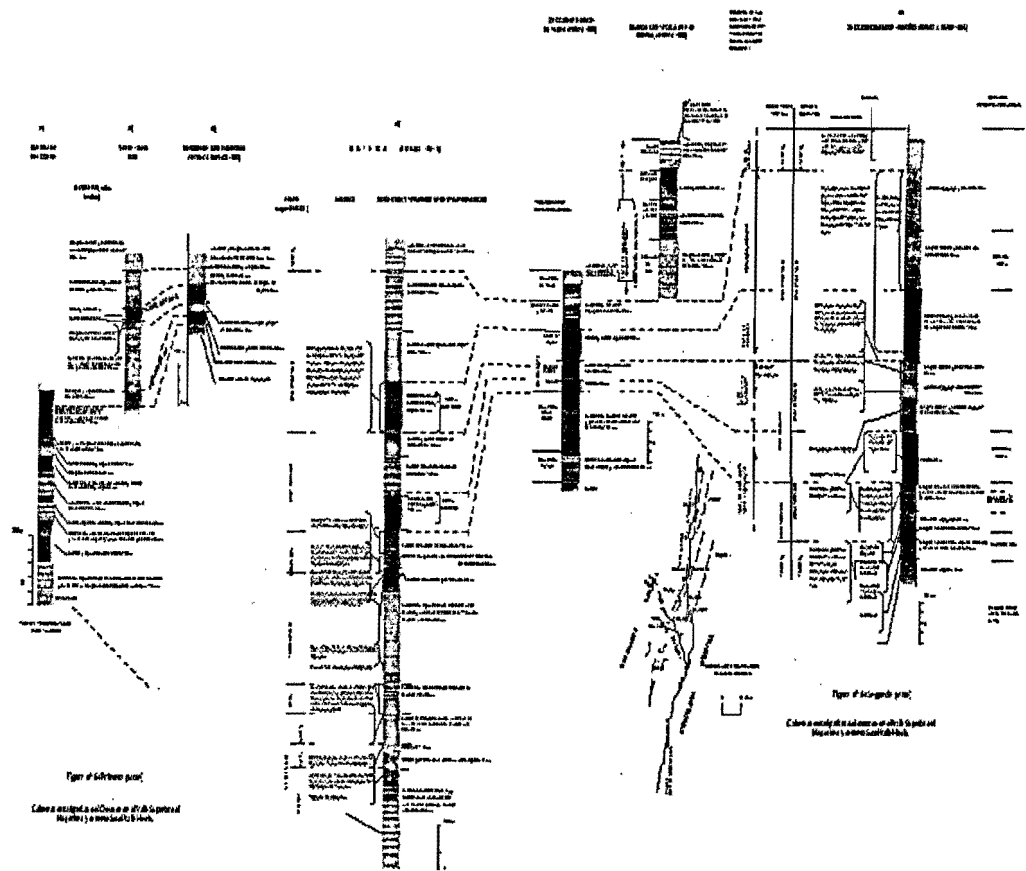


Figura 4.7. Sección transversal estratigráfica generalizada.

Dos o más líneas de secciones estratigráficas transversales se pueden ilustrar colocando varias columnas sobre un mapa isométrico base y dibujar las líneas de correlación para mirar como una red de cercas vistas oblicuamente desde el aire. Tales diagramas de cercas, Figura 4.4 son útiles para expresar relaciones regionales, pero se puede mostrar muy poco detalle, desde luego, la escala vertical debe ser reducida para mantener varias cercas.

Las secciones estratigráficas no son los medios ideales para la expresión e interpretación estratigráfica, ya que ellos dan una vista estrictamente bidimensional de cuerpos tridimensionales. Los diagramas de cercas imparten un aspecto tridimensional pero ellos no expresan suficiente detalle y no se pueden dibujar para cubrir toda un área.

Muchos conceptos errados en el pensamiento estratigráfico va en contra de las interpretaciones de secciones transversales sin consideración de condiciones y relaciones en otros planos de la geometría sólida involucrada.

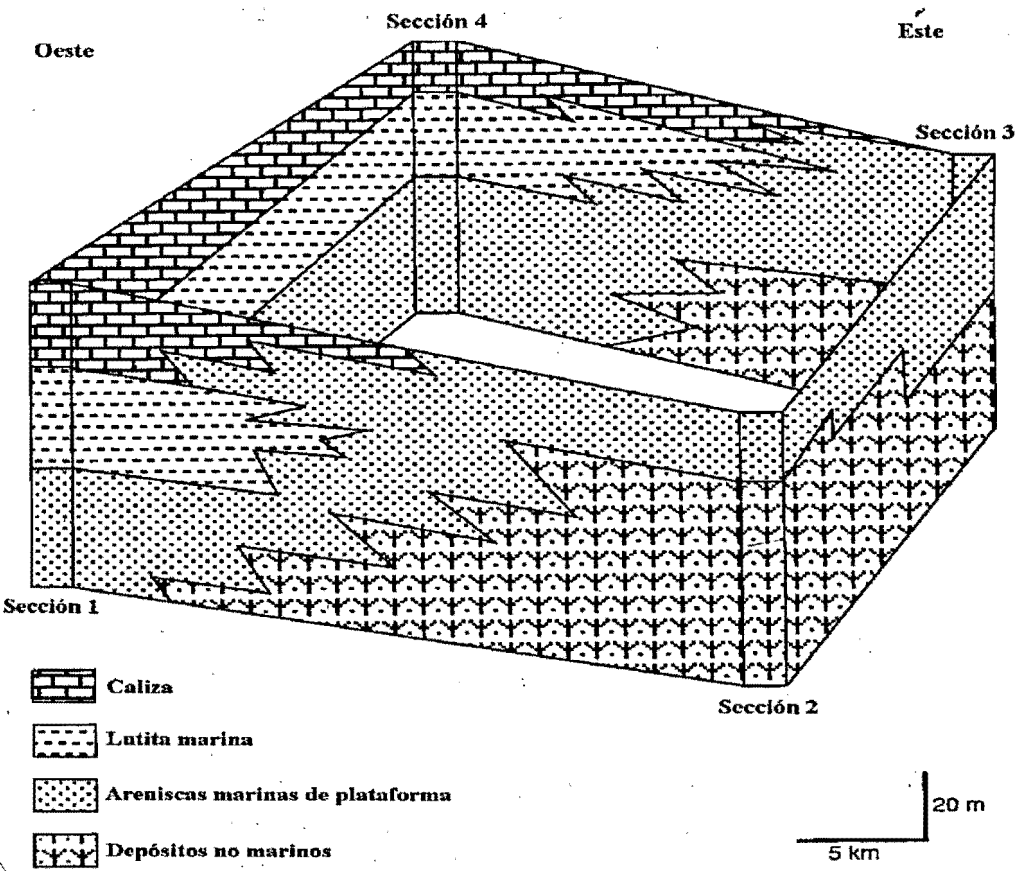


Figura 4.8. Diagrama estratigráfico isométrico. Modificado Boggs 1995.

4.4. PROCEDIMIENTOS EN EL SUBSUELO

Cualquier estratígrafo que trabaje en problemas del subsuelo requiere conocimiento de los métodos de perforación y sus efectos sobre el muestreo.

Registro de muestras. En la práctica moderna, un geólogo está presente en cada pozo exploratorio a través de todo el curso de la perforación 24 horas al día, se es necesario. El geólogo es responsable de tomar las muestras de ripio y recomendar cuales intervalos deben ser corazonados. Mientras la perforación continua él compila de la examinación microscópica de las muestras un registro detallado de las rocas penetradas. Tal registro de muestras puede por supuesto ser duplicado y elaborado o revisado por estudios posteriores de las muestras, pero el geólogo situado sobre el pozo tiene un conocimiento de primera mano de los problemas de perforación individuales y con frecuencia es capaz de hacer la mejor interpretación de muchos factores.

Registro de muestras con herramienta de cable. Las muestras de perforación con herramienta de cable son relativamente no contaminadas y se pueden examinar y registrar como ellas aparecen en el saco de muestra, sus interrelaciones mutuas se deben interpretar.

Registro de muestras rotatorias. Cuando las muestras rotatorias inicialmente se volvieron disponibles en grandes cantidades para la interpretación estratigráfica, ellas fueron vistas con considerable desconfianza debido a su inevitable contaminación. Los intentos iniciales para usar muestras rotatorias resultaron en la evolución de registros de porcentaje. Esos registraban toda las litologías presentes en cada muestra y daban el porcentaje del volumen de muestra total representado por cada tipo litológico. Como los ripio de cualquier intervalo representado por una muestra puede contener 10% o menos de la muestra total, tal registro de porcentaje son representaciones distorsionadas de la sección penetrada.

Registros más satisfactorios se preparan al quitar las partículas extrañas y centrar la atención en el material actualmente representativo del intervalo perforado. Este procedimiento requiere una cierta cantidad de interpretación de la muestra y errores de interpretación son posibles. Sin embargo para estratígrafos experimentados del subsuelo, este paso interpretativo se vuelve rutina.

Las muestras deben ser estudiadas en sucesión desde las superficie hacia abajo, poniendo atención particular en la primera aparición de litología diferente. Materiales no presentes en muestras previas representan adiciones al vapor de partículas que provienen del lodo, y su presencia en la muestra marca el intervalo entre el cual paso la perforación un límite litológico. Así la presencia de unos pocos granos de arena (quizá menos que 1% del volumen total de la muestra) en una secuencia de muestras compuestas de lutitas y caliza marca el tope de una unidad de arenisca. Si la arenisca es espesa, las muestras gradualmente incluirán grandes

porcentajes; si la unidad es delgada, los porcentajes de arena permanecerán pequeños. En el último caso, el registro mostrará que la litología ha revertido a la encontrada antes que la arenisca fue penetrada o a nuevo tipo marcando el tope de una litología diferente. La combinación de registros mostrando las litologías de las secuencias interpretadas, pero incluyen datos de porcentaje sobre los contaminantes, son favorecidos por algunos trabajadores del subsuelo.

Por esos medios interpretativos es posible construir un registro notablemente satisfactorio a partir de solo ripios. La exactitud se incrementa en gran medida con datos de registros de pozo, registros del tiempo de la perforación y otros registros mecánicos y también con información sobre los puntos de recubrimiento establecidos durante la perforación.

Los núcleos, registros eléctricos y datos del tiempo de perforación son muy útiles en la determinación de la porción representativa de una muestra y en localizar la profundidad a la cual los límites litológicos fueron penetrados. Hay siempre un retardo en el movimiento entre la perforación actual de las rocas por la broca y la apariencia de los ripios en las muestras. Así, las muestras cogidas en una profundidad indicada de 5000 pies no contiene ripios de esa profundidad sino que contiene materiales representativos de estratos penetrados a pocos pies por encima en el hoyo. Durante las perforaciones lentas a profundidades superficiales, la broca no perfora lo suficientemente rápido para introducir un retardo importante en la muestra. Sin embargo, en perforaciones más rápidas a mayor profundidad, un retardo es importante, particularmente cuando la determinación de la posición estructural de unidades es importante.

4.5. REGISTROS GEOFÍSICOS

Fueron introducidos por la industria del petróleo para obtener una mayor eficacia en la exploración de cuencas sedimentarias a mediados de la década del 60.

Ahora se utiliza también en la exploración de carbón, sales y uranio

Los registros se dividen en dos grupos

✓ Convencionales cualitativos: Rayos gamma, densidad, resistividad y calibración

1. Especiales cuantitativos: Potencial espontáneo, neutrón, temperatura, sónico y de desviación. Sirven para medir porosidad y permeabilidad.

Los registros cualitativos rayos gamma, densidad y resistividad, implican el conocimiento y lectura de las deflexiones máximas en las curvas y que son la respuesta a una gran variabilidad de propiedades físicas de las rocas en estudio.

Los registros cuantitativos (registros de densidad, temperatura, acústico etc.) están hechos para definir y determinar mediciones exactas, tales como porosidad, permeabilidad, contenido de ceniza etc. Cuando los perfiles se corren a escalas apropiadas y muestran deflexiones máximas, se pueden usar como registros cualitativos para la identificación de algunas rocas.

La eficacia y las limitaciones de los registros geofísicos en un estudio de exploración, están en función de los siguientes parámetros:

1. Efectos por la geología: Tipos de roca registradas, espesor de los estratos, porosidad, concentración de material radiactivo, fracturas y contenido de material arcilloso.
2. Efectos por la perforación: Inestabilidad en el pozo, nivel de fluidos de perforación, composición y viscosidad de dichos fluidos utilizados, formación de costra de lodo en las paredes del pozo, diámetro de la perforación, irregularidades en el pozo por efectos de la perforación y técnicas en la perforación.
3. Efectos por la obtención del registro: Velocidad en la toma del registro, interferencias eléctricas en el sitio de lectura, experiencia del operador, requerimientos del cliente, calibración del equipo y deflexión de las curvas en los registros obtenidos.

4.5.1. Registros de rayos gamma

Por medio del registro de rayos gamma se mide la radiactividad presente en las rocas atravesadas en un pozo. La radiactividad proviene del uranio, torio y potasio presentes en la roca. Estos tres elementos continuamente emiten rayos gamma los cuales son radiaciones de alta energía similares a los rayos x. Como los rayos gamma son capaces de atravesar varias pulgadas de roca, la fracción de éstos que se origina muy próxima a la pared del pozo se puede detectar por un adecuado sensor de rayos gamma, a partir del cual se obtiene la lectura o valor de la radiactividad de la roca.

Los elementos radiactivos pesados (uranio, torio y potasio) tienden a concentrarse en arcillas o lutitas. Mientras que las lutitas y las arenas lutíticas tienen radiactividad más alta, las arenas limpias y los carbonatos suelen presentar niveles bajos de radiactividad, por tal razón este registro se utiliza de una manera cuantitativa para calcular espesores de las rocas de grano fino (arcillolitas y lutitas principalmente) y cualitativamente para la identificación de diversas litologías, correlacionar estratos y sugerir facies.

El equipo de registro de rayos gamma consta básicamente de un detector de dichos rayos y de los instrumentos electrónicos de control y transmisión de datos, los cuales están montados en una sonda que es la que se introduce en el pozo.

La energía de los rayos gamma incidentes, es proporcional a la intensidad del rayo de luz original y a la magnitud de la corriente de salida, lo cual hace posible contar los rayos gamma de una determinada longitud de onda.

A medida que los rayos gamma emitidos viajan por la formación, tienen una serie de choques elásticos (choques Compton) con los átomos de ésta, perdiendo energía en cada colisión, por lo tanto, entre más densa sea una formación, mayor atenuación van a tener los rayos. La figura 4.9, muestra las respuestas típicas de diferentes tipos de roca.

Los rayos gamma se miden generalmente en unidades del American Petroleum Institute (API). Una unidad API se define como 1/200 veces la diferencia de radiactividad entre dos tipos de concreto (uno de alta y otro de baja radiactividad), que están revistiendo un pozo de calibración en la Universidad de Houston Texas.

Determinación de la litología a partir del registro de rayos gamma

En una secuencia de rocas sedimentarias, el registro de rayos gamma refleja generalmente el contenido de arcillolitas y lutitas, puesto que los elementos radiactivos tienden a concentrarse en estos materiales.

La utilización del registro de rayos gamma en la determinación de las unidades rocosas, se basa fundamentalmente en la lectura de la cantidad de unidades radiactivas en la curva respectiva; en estas, las deflexiones hacia la derecha implican un aumento en la radioactividad de la roca.

El cuarzo, principal componente de las rocas detríticas grueso granulares (areniscas) no presenta radiactividad y por lo tanto, las areniscas registran valores bajos en el perfil de rayos gamma (en arenas limpias varía entre 25 y 40 API). Sin embargo, debido al contenido que estas areniscas puedan tener de minerales con elementos radiactivos (micas, feldespato y minerales pesados que contienen potasio o torio), sus valores en la radiactividad pueden variar desde bajos hasta moderados. Las areniscas calcáreas presentan por lo general valores más bajos que los normales, puesto que los carbonatos son muy poco o no tienen radiactividad.

Las limolitas, definidas como rocas conformadas tanto por material arcilloso como arenoso muy fino, presentan por lo general valores más bajos que las arcillolitas.

Las arcillolitas y las lutitas son las rocas que presentan el más alto contenido de elementos radiactivos y por lo tanto, los más altos valores y las mayores deflexiones de las curvas hacia la derecha; (el gamma ray en arcillas puede variar desde 110 hasta 140 API) entre ambas las lutitas son las de mayor contenido radiactivo debido a la mayor abundancia de materia orgánica en su composición.

Los carbones, debido a la ausencia de material radiactivo en su composición, son junto con la anhidrita y las calizas las rocas que dan los valores más bajos en

unidades API y por lo tanto presentan las mayores deflexiones hacia la izquierda en las curvas, Figura 4.9. Sin embargo, algunos carbones presentan impurezas ricas en potasio o interdigitaciones de arcillolita o lutita, por lo que el conteo de unidades radiactivas se incrementa, llegando en algunos casos a valores medios. Al igual que los carbones las rocas carbonatadas (calizas, areniscas calcáreas) no contienen material radiactivo por lo que el conteo generado es bajo (el gamma ray en calizas limpias está entre 4 – 15 API) y las deflexiones son hacia la izquierda.

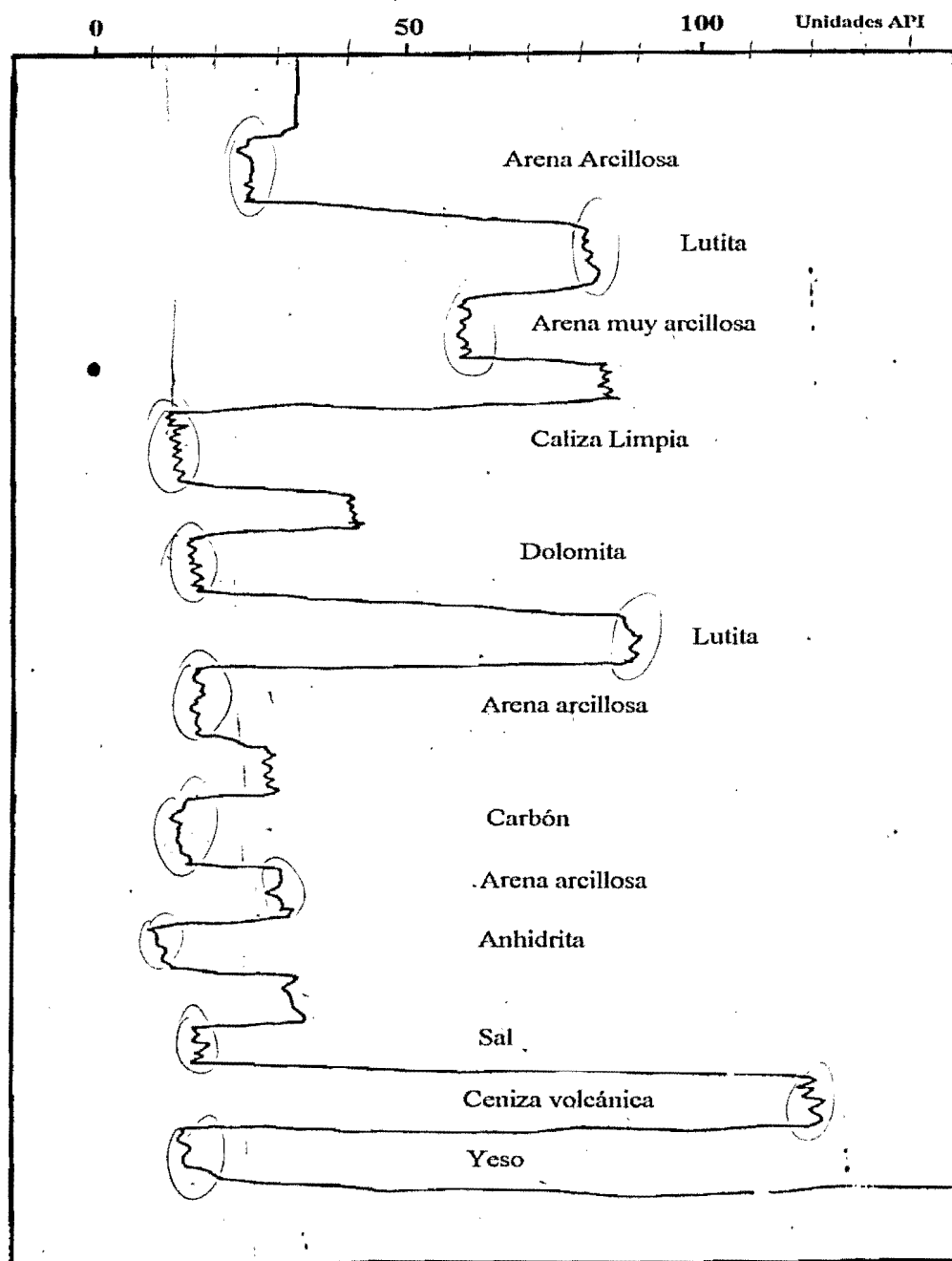


Figura 4.9. Respuesta de formaciones comunes al registro de rayos gamma. De Dewan 1943.

4.5.2. Registro de densidad

El perfil de densidad fue introducido en la investigación geofísica como una herramienta que podría determinar la densidad de las rocas atravesadas por un pozo; posteriormente se descubrió que este equipo podía usarse para evaluar la porosidad de las rocas. En la actualidad el registro de densidad se utiliza en exploración de carbones y calizas de una manera cuantitativa para la medición de los espesores y para determinar porosidades; cualitativamente este registro se tiene como un indicador de la litología, para identificar algunos minerales, detectar gas, evaluar formaciones arcillosos e inferir la calidad de carbones entre otras:

Mientras mayor sea la densidad de la roca, mayor será la probabilidad de que los rayos gamma colisionen, pierdan energía o sean capturados; el resultado será que lleguen al detector una cantidad de rayos gamma menor de los que salieron originalmente de la fuente.

Los perfiles generados a partir del registro de densidad presentan como característica principal un aumento en el conteo de unidades de densidad (gr./cm.^3) hacia la derecha. En una secuencia se presentan cambios abruptos en la forma y dirección de las curvas vertical. Cuando ocurren diferentes litologías y por supuesto muestran sus respectivos cambios de densidad.

Las areniscas debido a sus diferentes componentes presentan una gran variabilidad en las densidades, esta es de 2.1 gr./cm.^3 en las areniscas y arcillolitas hasta 2.4 gr./cm^3 en las areniscas calcáreas.

Las limolitas presentan diversas densidades dependiendo del contenido de arcillas y en consecuencia los valores que se miden a partir del registro de densidades son variables.

Las arcillolitas y lutitas presentan una gran variabilidad en los valores de densidad, oscilando entre 2.0 y 2.4 gr./cm.^3 .

Limitaciones en el registro de densidad

El registro de densidad en algunos casos se puede afectar por cavernas que se presentan en las paredes del pozo y que se encuentran rellenas con el lodo de perforación; por lo tanto, muestran curvas que indican cambios anómalos en la densidad y aparentan otros tipos de roca. Para corregir estos errores, se acostumbra ajustar el registro de densidad con el de calibración (caliper), Figura 2.29

La tabla 4.2. presenta los valores de densidad usados para algunos minerales y fluidos comunes.

Tabla 4.2. Valores de densidad usados para algunos minerales y fluidos

Compuesto	Densidad real	Densidad de la matriz de acuerdo a la herramienta
Cuarzo	2,654	2,644
Calcita	2,710	2,710
Dolomita	2,470	2,476
Anhidrita	2,960	2,977
Silvita	1,944	1,463
Halita	2,165	2,032
Agua dulce	1,000	1,000
Agua salada 200.000 ppm	1.146	1,135
Petróleo	0,450	0,450
Gas	pg	1,325 pg

4.5.3. Registro de resistividad

Todos los registros geofísicos cuyo objetivo principal es averiguar el comportamiento de las rocas frente a la electricidad reciben el nombre genérico de registros eléctricos. El perfil de resistividad fue la herramienta más común en las décadas pasadas, constituyéndose en el primer registro geofísico desarrollado en la industria del petróleo y diseñado para medir la resistividad de las diferentes rocas perforadas en el pozo.

La resistividad viene dada en $\text{ohm} \times \text{m}^2/\text{m}$, siendo este un valor intrínseco de cada material.

El registro de resistividad como buen indicador de tamaño de grano es muy útil en la identificación de los diferentes estratos rocosos que se encuentran en una secuencia sedimentaria, puesto que la resistividad de una roca es directamente proporcional al contenido de agua que esta tenga. Así, una arcillolita o lutita aunque tengan una porosidad nula, su contenido de agua intersticial es muy alto y en consecuencia su resistividad es muy baja y su conductividad muy alta. Las areniscas (a excepción de las muy porosas y las que contienen arcilla); los carbonatos y las calizas son altamente resistivos debido al bajo o nulo contenido de agua. Esta característica de leer el tamaño de grano permite utilizar el registro de resistividad en estudios de facies de ambientes de depositación.

Las areniscas de acuerdo al tamaño de grano, presentan valores en la resistividad que fluctúan desde los 16 ohm-m hasta los 100 ohm-m . Así una arenisca conglomerática de grano grueso tiene unos valores que alcanzan hasta los 95 ohm-m , mientras que una arenisca de grano fino a medio tiene una resistividad que oscila entre 15 y 20 ohm-m ; las areniscas de grano muy fino presentan valores hasta los 12 ohm-m .

De igual forma el cemento y la porosidad en las areniscas influyen de manera fundamental en la lectura de las resistividades. Las areniscas que presentan altos valores de porosidad, así como las que tienen alto contenido de arcillas son poco resistivas, pues presentan una mínima resistencia al fluido de electrones. Las areniscas que tienen cemento calcáreo presentan un aumento notable en los valores de resistividad, alcanzando valores hasta de 400 ohm-m.

Las arcillolitas y las lutitas son las rocas que tienen los valores más bajos en la resistividad debido al alto flujo de electrones, que es proporcional a la cantidad de agua que hay inherente en sus estructuras moleculares.

Los carbones de una manera general presentan valores de resistividad muy altos, siendo además de las calizas, los que mayor resistencia ofrecen al fluido de electrones. Figura 4.10.

Las rocas carbonatadas (calizas, dolomitas, lentes y bancos de restos calcáreos), así como los carbones, se caracterizan por tener altos valores resistivos.

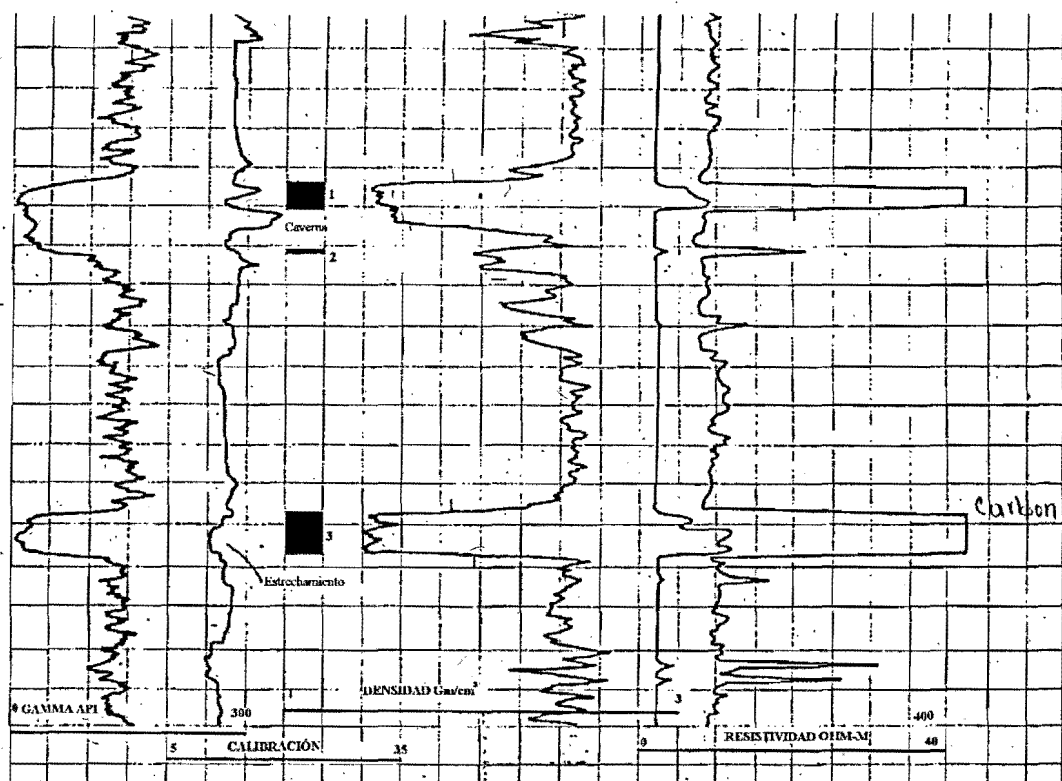


Figura 4.10A. Aplicación del registro de calibración en el cálculo de espesores en el carbón, tomado de Escobar 1990.

Curvas de resistividad. La resistividad eléctrica de una roca (resistencia por unidad de volumen) depende principalmente de la cantidad de fluido contenido y su resistividad eléctrica. La cantidad de fluido es una función de la porosidad. Así la porosidad de una roca esta relacionada a su resistividad. En términos generales, estratos de 10% de porosidad son 10 veces más resistivos que los de 30% de porosidad aunque ambos contengan el mismo fluido.

Una arenisca porosa llena con agua salada (un buen conductor de la electricidad) tendrá baja resistividad eléctrica. La misma arenisca llena con aceite (un fluido no conductor), tendrá alta resistividad. Las calizas y cuarcitas densas tiene muy baja porosidad y pueden contener poco fluido de cualquier tipo, por lo tanto tienen altas resistividades. Esos principios se ilustran en la Figura 4.11

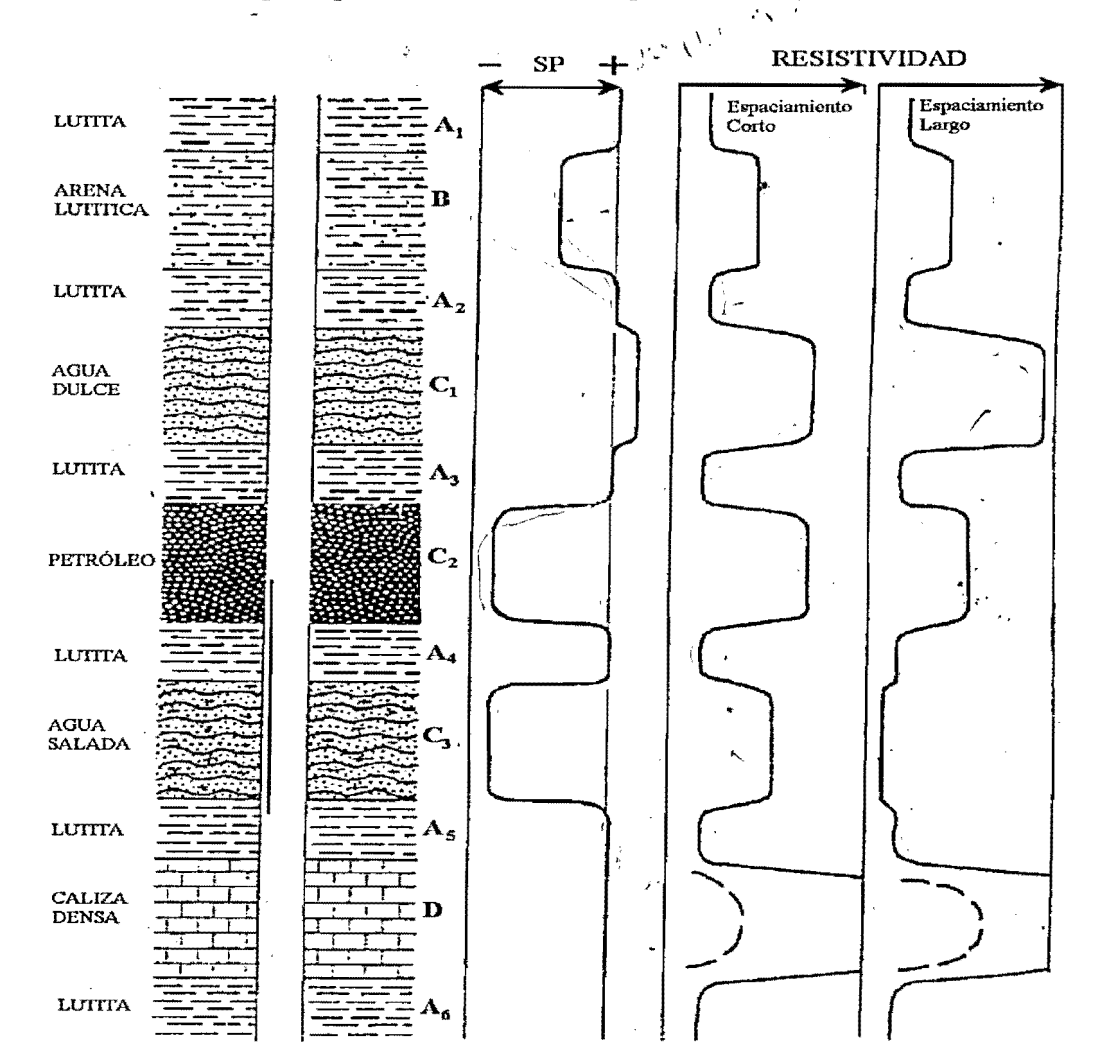


Figura 4.11. Curvas SP y de resistividad idealizadas para varias combinaciones de tipos de rocas y fluidos contenidos.

Limitaciones del registro de resistividad

El registro de resistividad se afecta por algunas condiciones en el pozo, tales como el nivel de fluido, las impurezas disueltas en el lodo de perforación y en el agua subterránea, la porosidad de la formación y las cavernas existentes en las paredes del pozo.

4.5.4. Registro de calibración (caliper)

El caliper es una medida mecánica que lee las variaciones del diámetro en un pozo perforado.

Los registros de calibración usados para los programas de exploración convencional, tienen de uno a tres brazos calibradores que se arrastran contra la pared del pozo en una dirección ascendente; de esta manera la sonda identifica zonas en la perforación donde existen ensanchamientos (cavidades, cavernas) o estrechamientos en el diámetro original del pozo (derrumbes, expansión de arcillas etc.).

El registro de calibración es importante puesto que con la información que proporciona es posible determinar zonas con alto grado de fracturamiento por donde puede ocurrir migración de fluidos, ya sea los utilizados en la perforación como los inherentes a la formación rocosa.

Por medio de la información que se obtiene del estado de las paredes del pozo es posible la identificación de irregularidades que pueden hacer variar las lecturas de los otros registros geofísicos permitiendo así hacer correcciones en los perfiles que están afectados por éstas. Así por ejemplo una caverna de tamaño regular puede hacer que los valores en los registros de densidad y rayos gamma estén indicando valores anómalos a mantos de carbón. Los derrumbes al igual que las cavernas pueden influir en los valores de los registros geofísicos de rayos gamma, densidad y resistividad.

4.5.5. Registro de potencial espontáneo (SP)

La curva del SP es un registro de los potenciales naturales terrestres que se producen entre un electrodo móvil dentro del pozo y un electrodo fijo en superficie. Estos potenciales nunca son inducidos por el equipo de medición.

El hueco debe estar lleno de lodo conductivo, el SP no se puede medir en lodos base petróleo (muy poco conductivos), en huecos entubados o revestidos y en huecos vacíos.

La escala del SP es en milivoltios, nunca vale cero absoluto, únicamente registran cambios en el potencial lo cual determina las diferentes unidades.

La desviación de la curva SP, es el resultado del cambio de voltaje o potencial en el flujo de corriente natural que se da en el lodo dentro de un pozo.

Frente a lutitas, las lecturas del registro SP suelen ser bastante constantes, y tienden a ubicarse sobre una línea recta, llamada la línea base de lutitas. Frente a formaciones permeables, la curva del SP se aleja de la línea base de lutitas. En formaciones de mucho espesor, tiende a una deflexión básicamente constante, definiendo una línea de arena. La curva SP se puede desviar hacia la izquierda (negativa) o hacia la derecha (positiva) de la línea base de lutitas, según las salinidades relativas del agua de formación y del filtrado del lodo. Figura 4.12

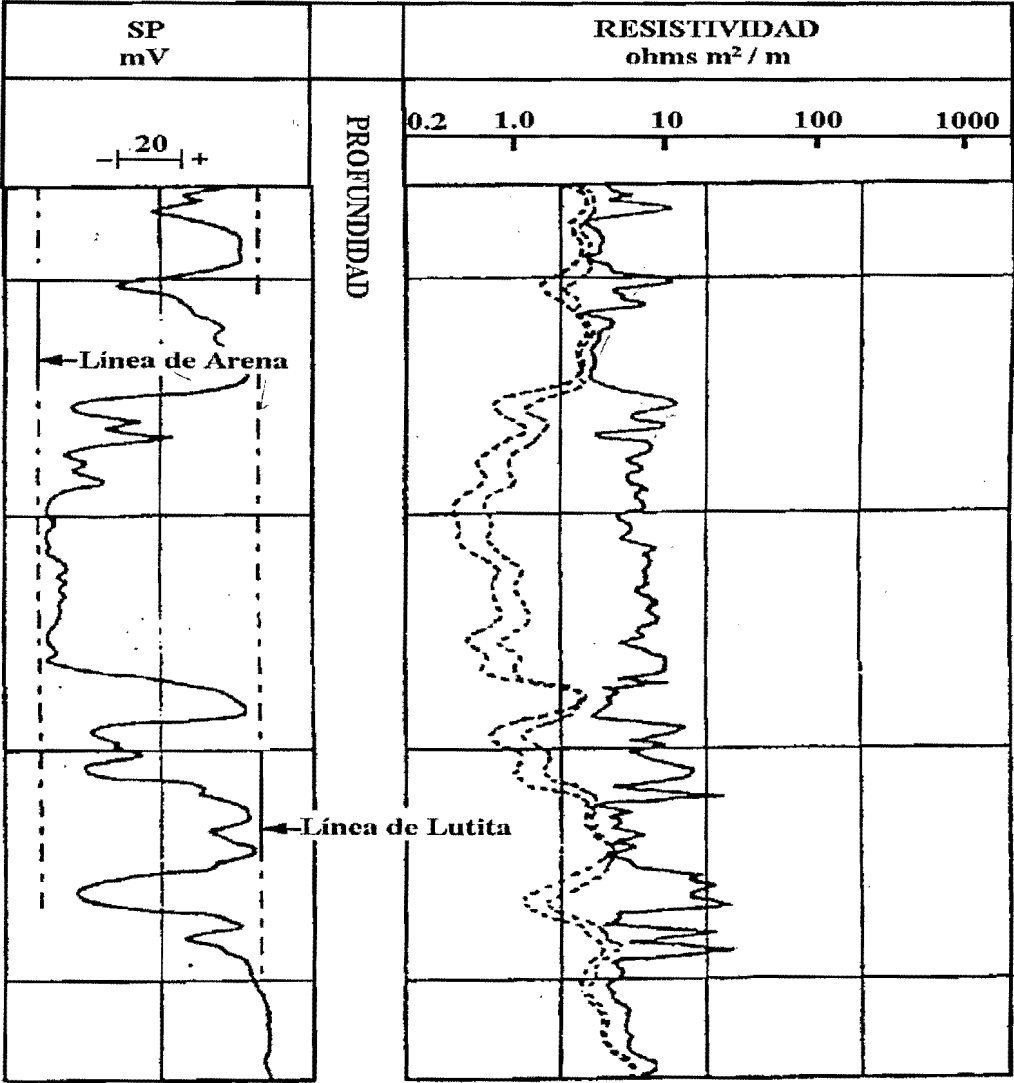


Figura 4.12. Localización en el SP de las líneas de lutita y areniscas limpias. Manrique y Chajid 1994.

Las desviaciones normales del SP se producen únicamente frente a estratos porosos y permeables. Este perfil si bien indica la permeabilidad, no se puede utilizar para cuantificar permeabilidad o porosidad ya que está afectado por varios parámetros, tales como la resistividad de la formación, la resistividad del lodo, el espesor de la formación etc.

Se usa para determinar el potencial eléctrico natural que se forma entre el fluido de perforación (cuando la salinidad de este difiere a la del agua de las rocas atravesadas).

El registro se deflecha generalmente hacia la izquierda, en estratos permeables tal como areniscas cuando la salinidad del agua inherente de ella es mayor que la del fluido de perforación y hacia la derecha cuando son estratos impermeables como arcillolitas y lutitas o areniscas con agua inherente fresca (menor salinidad que la del fluido de perforación). El radio de investigación de este registro eléctrico es altamente variable y depende de la porosidad de los estratos de arenisca.

Se usa en la exploración de petróleo para la identificación de diferentes litologías, espesor de estratos, intervalos porosos (arenas, calizas, dolomitas), salinidades relativas de las aguas subterráneas, da idea cualitativa de la arcillosidad de los estratos y permite hacer correlaciones.

4.5.6. Registro de neutrones

Mide la cantidad de hidrógeno contenido en las rocas que son atravesadas en un pozo; el hidrógeno depende fundamentalmente del contenido de agua inherente a las rocas o de los hidrocarburos existentes en el espacio intergranular.

En un conjunto de rocas las lutitas y las arcillolitas son las que mayor contenido de agua intersticial presentan y por lo tanto estas rocas ricas en agua se caracterizan por presentar bajas lecturas en el registro de neutrón.

Los mantos de carbón, las calizas y las areniscas aparecen como zonas con altos valores en el registro de neutrón.

Los principales usos del registro son:

- Determinación de porosidades para cálculos de saturación de agua
- Identificación litológica
- Determinación de gas
- Indicador de paquetes de arcilla

4.5.7. Registro sónico o acústico

Mide el tiempo que una onda compresional de sonido se gasta para viajar un pie (tiempo de tránsito) a través de las rocas en un pozo. Este tiempo de tránsito depende de las propiedades elásticas de las rocas, las cuales están directamente relacionadas con la porosidad. En general mientras mayor sea la densidad de la roca, menor será el tiempo de tránsito. Por lo tanto un aumento en el tiempo de tránsito usualmente indica un aumento de la porosidad.

En las rocas sedimentarias la ~~velocidad~~ ^{velocidad} del sonido depende principalmente de los siguientes parámetros:

Material de la matriz de la roca (arenisca, caliza etc).

Distribución de los poros.

A continuación se presentan algunos valores de velocidad sónica y del tiempo de tránsito para matrices de rocas y revestimientos comunes para sustancias no porosas, la porosidad disminuye la velocidad del sonido a través del material de la roca y al mismo tiempo aumenta el tiempo de tránsito.

Roca	Vma(pie/seg)	ΔT_{ma} (ms/pie)
Areniscas	14.000 – 19.500	55,5 – 51,0
Calizas	21.000 – 23.000	47,6 – 43,5
Dolomitas	23.000	43,5
Anhidritas	20.000	50,0
Sal	15.000	66,7
Revestimiento	17.500	57,0

El registro sónico se usa para la medición de porosidad, identificación litológica, identificación de mantos de carbón, identificación de fracturas, definición de propiedades acústicas de las rocas para aplicaciones sísmicas y para el estudio de la mecánica de rocas, Figura 4.13.

Densidad > T de tránsito > porosidad. arenisca

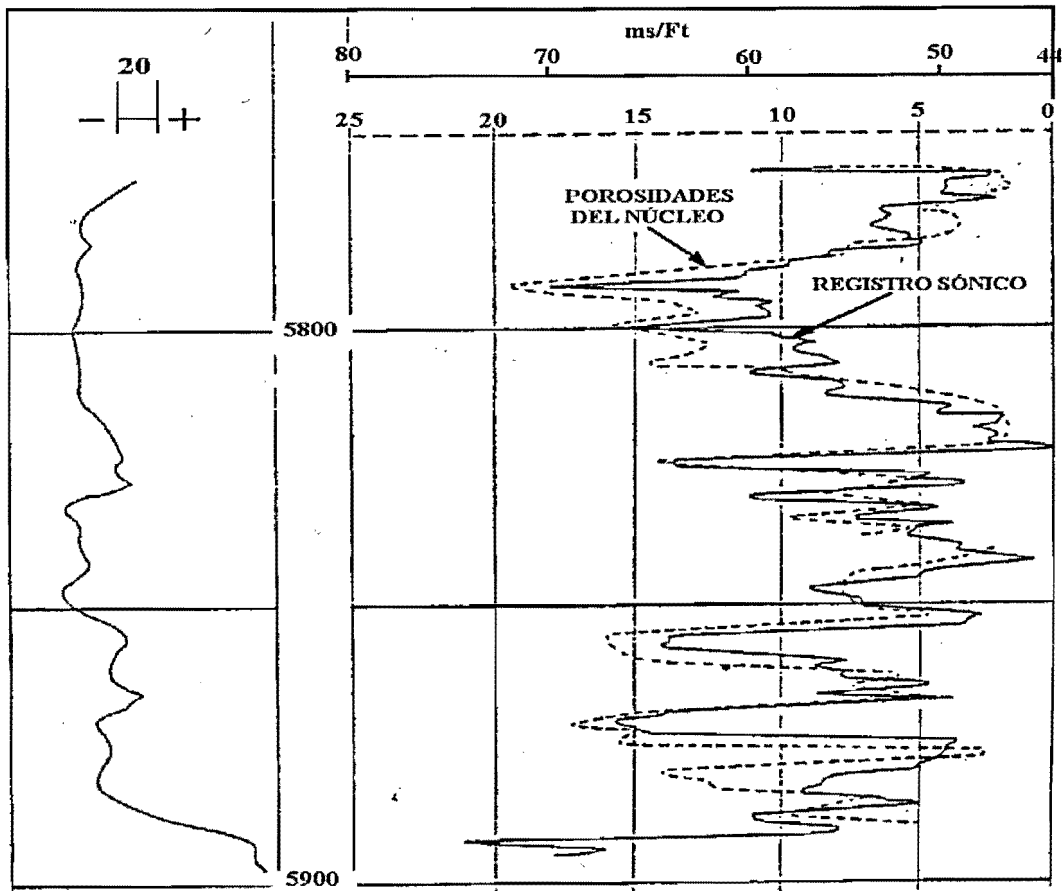


Figura 4.13. Registro sónico o acústico

4.5.4. Registro de desviación

Indica la desviación y la inclinación en una perforación con respecto a la vertical. Estos registros son esenciales en la determinación y localización exacta de la intersección de un manto de carbón con una perforación. Es muy utilizado en pozos cerrados y en depósitos carboníferos con complicaciones estructurales.

Conociendo la dirección de la desviación y su posible factor de repetición en diferentes pozos de un programa de perforación, se pueden indicar la inclinación y la pendiente en las rocas sedimentarias.

4.5.9. Registro de buzamiento

El propósito del registro de buzamiento es definir la magnitud y dirección del ángulo de buzamiento de los estratos, para solucionar los problemas estructurales y estratigráficos. El registro también provee una medida de la geometría, dirección e inclinación del pozo.

El principio de operación del registro de buzamiento, consiste en que una superficie de una capa, corta al pozo con un ángulo; el cual produce cambios en la microresistividad, los cuales se registran a diferentes profundidades en las curvas individuales del dipmeter. Las diferentes profundidades o desplazamientos de las curvas dependen de la magnitud del buzamiento y de la dirección de los planos de estratificación.

La práctica común consiste en identificar patrones característicos y colorearlos. Cada patrón toma el nombre de su color respectivo, Manrique y Chajid, 1994.

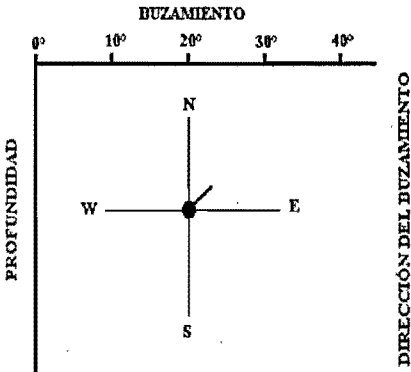
Patrón rojo. Los buzamientos consecutivos aumentan con la profundidad y conservan aproximadamente el mismo azimut. Puede estar asociado con fallas, canales, barras, arrecifes o discordancias Figura 4.14.

Patrón azul. Los buzamientos consecutivos con aproximadamente el mismo azimut disminuyen progresivamente con la profundidad. Asociados a fallas, estratificación por corrientes o discordancias,. Figura 4.14

Patrón verde. Los buzamientos consecutivos no cambian con la profundidad. Indica generalmente el buzamiento estructural, la inclinación impuesta en la roca por fuerzas tectónicas (se mide generalmente en arcillas) Figura 4.14.

Patrón amarillo. Asignado a buzamientos al azar, sin ningún patrón Figura 4.14.

Diferentes características estratigráficas pueden crear patrones similares de buzamientos, es importante limitar el ambiente deposicional antes de interpretar el patrón de buzamientos con una característica estratigráfica.



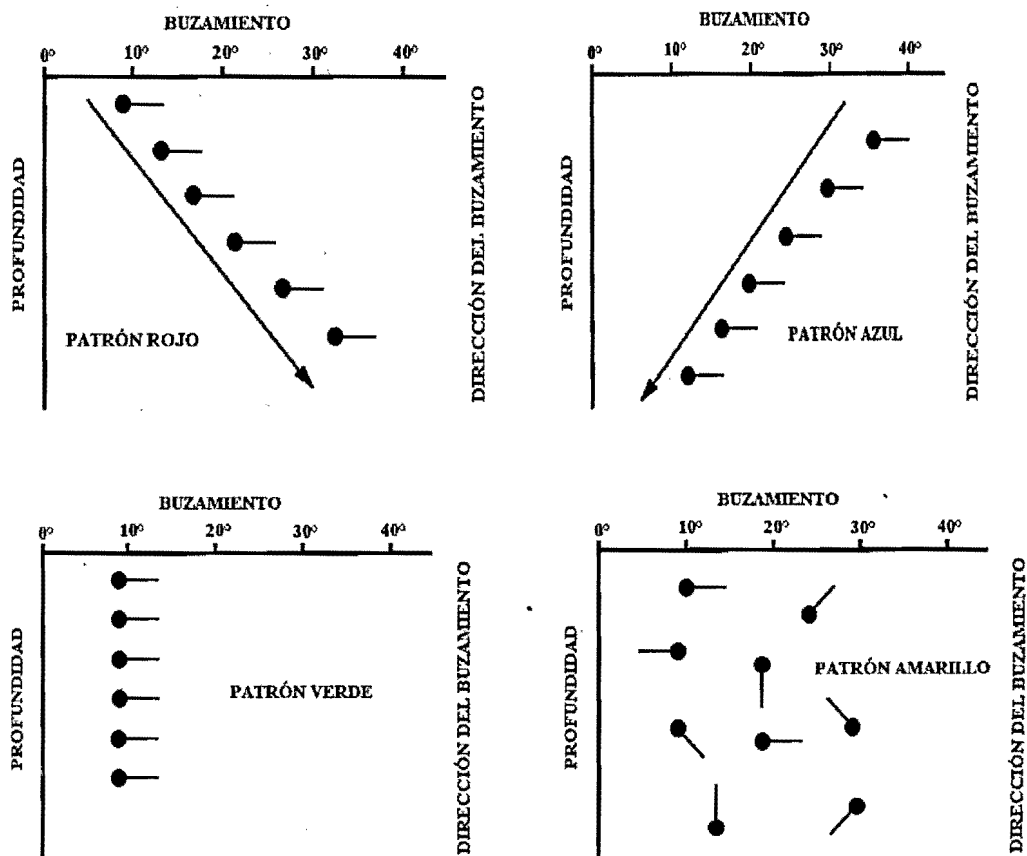


Figura 4.14. . Patrones característicos para interpretar el registro de buzamiento.
Tomado de Manrique y Chajid, 1994

Interpretación de los datos

Buzamiento constante (cero). Estratos horizontales, pequeñas irregularidades, pueden afectar los datos, originando que las flechas se dirijan en cualquier dirección. Figura 4.15

Buzamiento constante (no cero), las capas están paralelas e inclinadas con respecto a la horizontal en alguna magnitud. Estructuralmente significa que las capas han estado sujetas a tectonismo de escala regional después de haber sido depositadas, Figura 4.15.

El buzamiento se incrementa con la profundidad. Asociado a una característica estratigráfica implica un aumento del espesor de las capas buzamiento abajo. También puede ser de origen estructural, como pliegues y fallas, en el cual hay una gran variación en el ángulo de buzamiento en distancias cortas, Figura 4.15.

El buzamiento se incrementa con la profundidad, asociado a compactación diferencial de sedimentos depositados en los flancos de un alto topográfico, Figura 2.34.

El buzamiento se incrementa con la profundidad. Los sedimentos clásticos de grano grueso llenan un canal, el cual se engruesa en la dirección del buzamiento, Figura 4.15.

El buzamiento decrece con la profundidad. Asociado a estructuras sedimentarias, indica estratificación cruzada. En la parte estructural puede indicar fallas, pliegues, inconformidades, Figura 4.15.

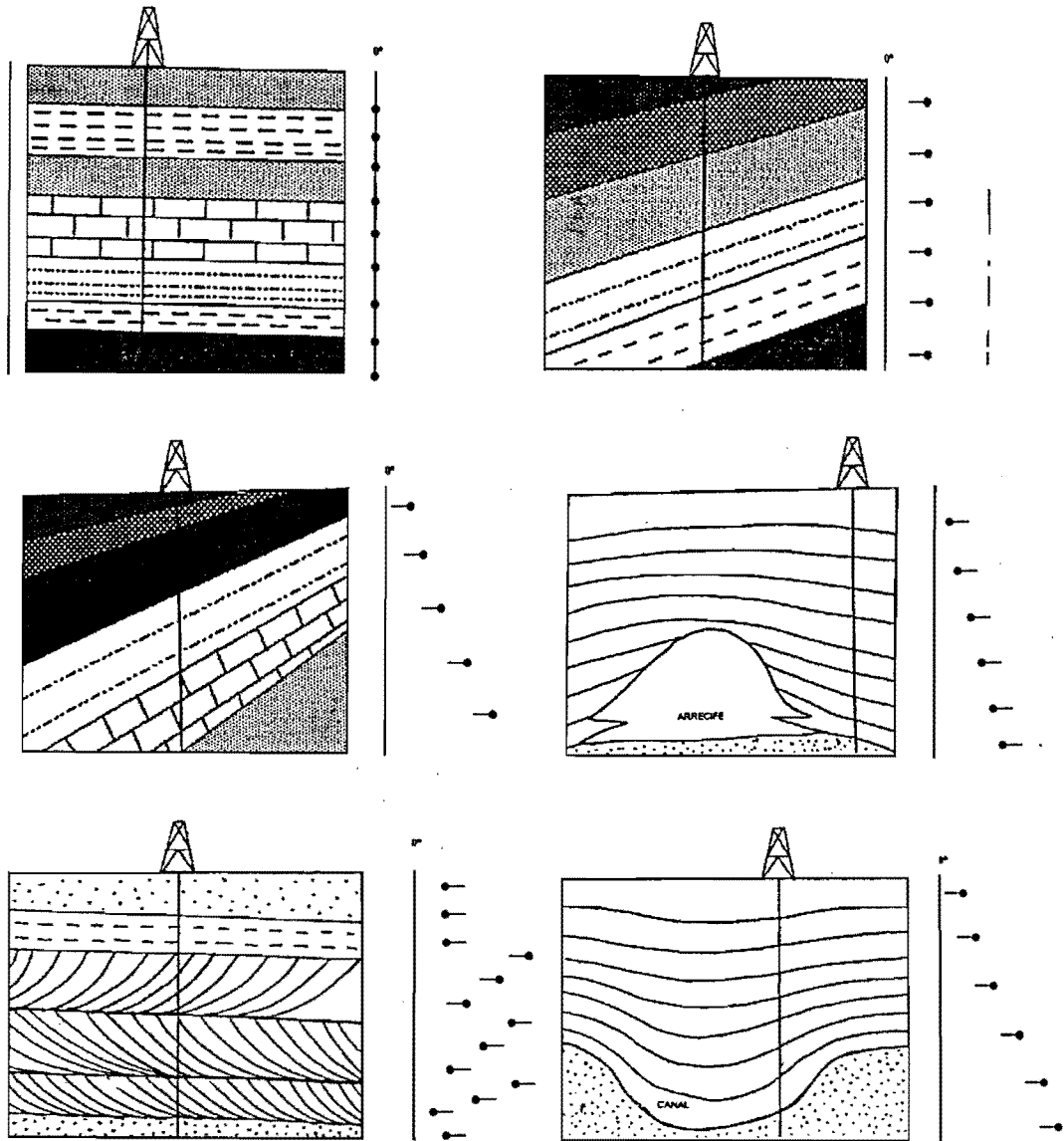


Figura 4.15. Interpretación de datos de buzamiento, tomado de Manrique y Chajid, 1994

Patrón errático, se puede deber a:

Falla en la herramienta. Chequear las curvas de campo, si se registraron todas las curvas o parte de ellas.

Si todas las curvas están presentes, pero no hay buzamientos graficados, el programa fue incapaz de graficarlas. Puede ocurrir en zonas con insuficiente contraste de resistividad.

Tipo geológico. Puede ocurrir en una zona de cantos rodados, conglomerados, zonas de brecha, dolomitización, concreciones o fracturas.

Efectos similares se pueden producir por problemas en el pozo, incluyendo cavernas, espesor irregular de la torta, huevos desviados. Las causas se pueden determinar en las curvas que muestran la geometría del pozo.

El buzamiento estructural, presenta un patrón verde, corresponde al buzamiento impuesto a los estratos por movimientos de la corteza terrestre, que se ha impuesto a las rocas después de su deposición y consolidación. Para obtener el verdadero buzamiento de las estructuras sedimentarias, se debe restar el buzamiento estructural.

El patrón rojo asociado a estratos que suprayacen ciertas estructuras como barras, arrecifes o rellenos de canales, donde la magnitud del incremento del buzamiento es a menudo pequeño, pero puede persistir por una considerable profundidad (cientos de pies). En una barra o relleno de canal, el eje de la estructura es perpendicular al buzamiento; en el canal en la misma dirección del buzamiento se engruesa el canal. El patrón rojo asociado a fallas e inconformidades muestra una gran variación en la magnitud del buzamiento.

El patrón azul, es usualmente corto en la parte estratigráfica y está relacionado a estratificación por corriente, e indica la dirección del transporte de los sedimentos. En la parte estructural generalmente persiste por una gran sección vertical.

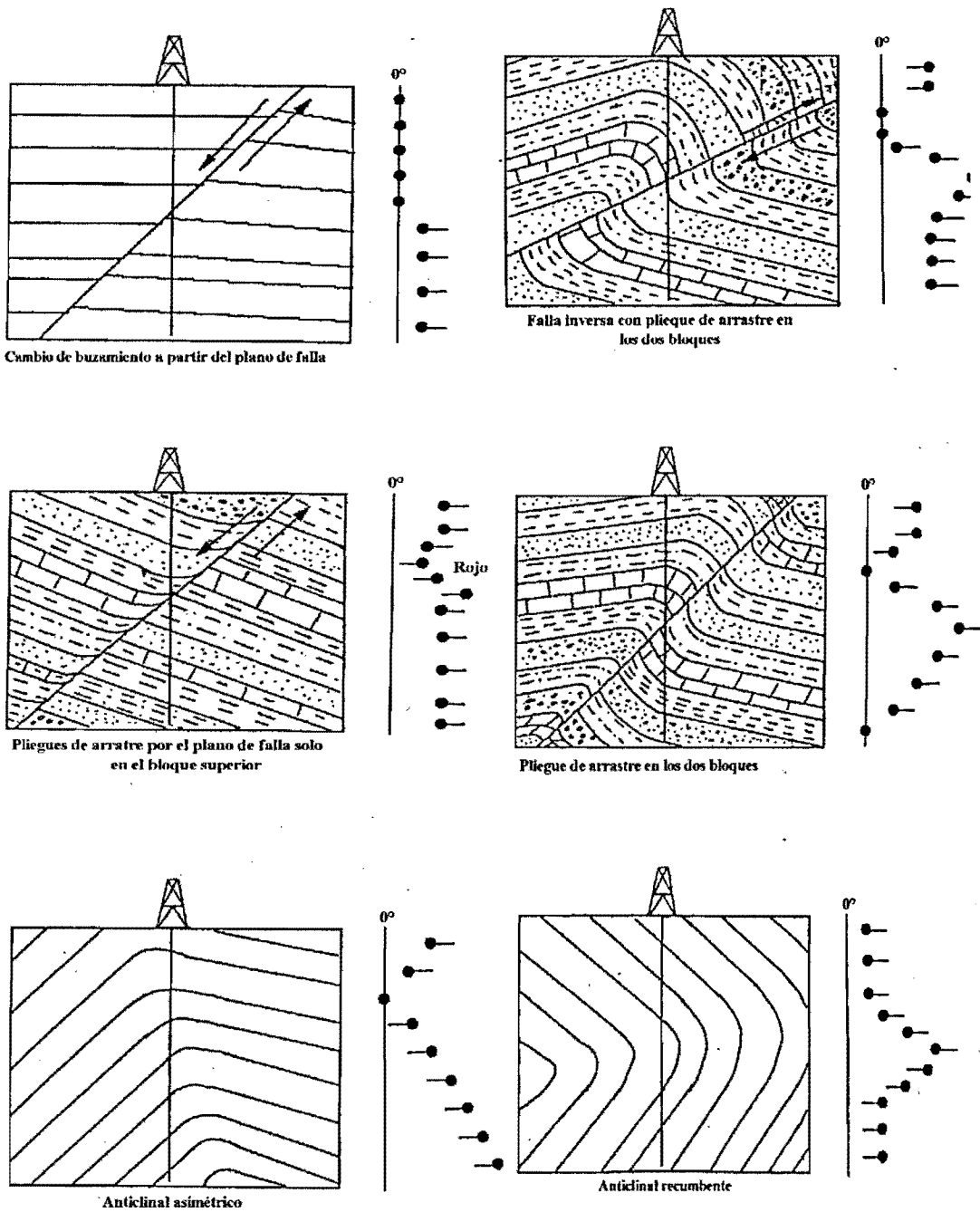


Figura 4.16. Interpretación de fallas y pliegues a partir de datos de buzamiento. Tomado de Manrique y Chajid, 1994

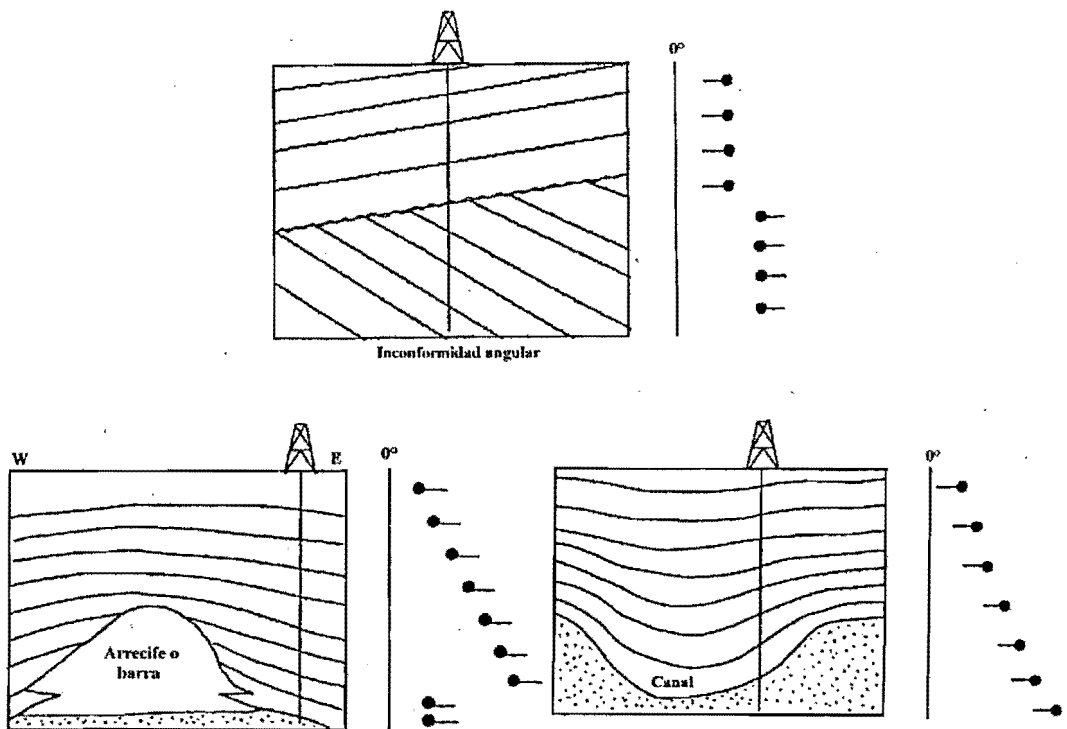


Figura 4.17. Interpretación de inconformidades y arrecifes a partir de datos de buzamiento. Tomado de Manrique y Chajid, 1994

4.5.10. Registros especiales enfocados

Existen algunas situaciones en las cuales los registros eléctricos no se pueden obtener: En pozos que no tienen fluidos en el hoyo de perforación, y en los perforados con lodos en base aceite, gas a altas presiones o aire. Esos medios son aislantes eléctricos; por lo tanto no se lleva corriente desde la sonda de registro hasta el estrato. Para registrar esos pozos, se usa el registro de inducción. En el registro de inducción, las rocas que rodean la sonda son energizadas por un campo magnético inducido. Los efectos secundarios del campo electromagnético que están relacionados a la resistividad de los estratos se miden, produciendo un registro de la resistividad de la formación. Un registro de rayos gamma, se corre usualmente con el registro de inducción con el fin de revelar los límites de los estratos. La Figura 4.18 es un registro hecho en un pozo perforado con lodo en base aceite, muestra las curvas de inducción, gamma ray y neutrón usadas para detectar el carácter de los fluidos contenidos en las rocas.

La sonda del registro de inducción lleva la energía eléctrica dentro de los estratos horizontalmente y así mide solamente la resistividad de los estratos opuestos al instrumento. Así se lee directamente un valor cercano a la resistividad verdadera.

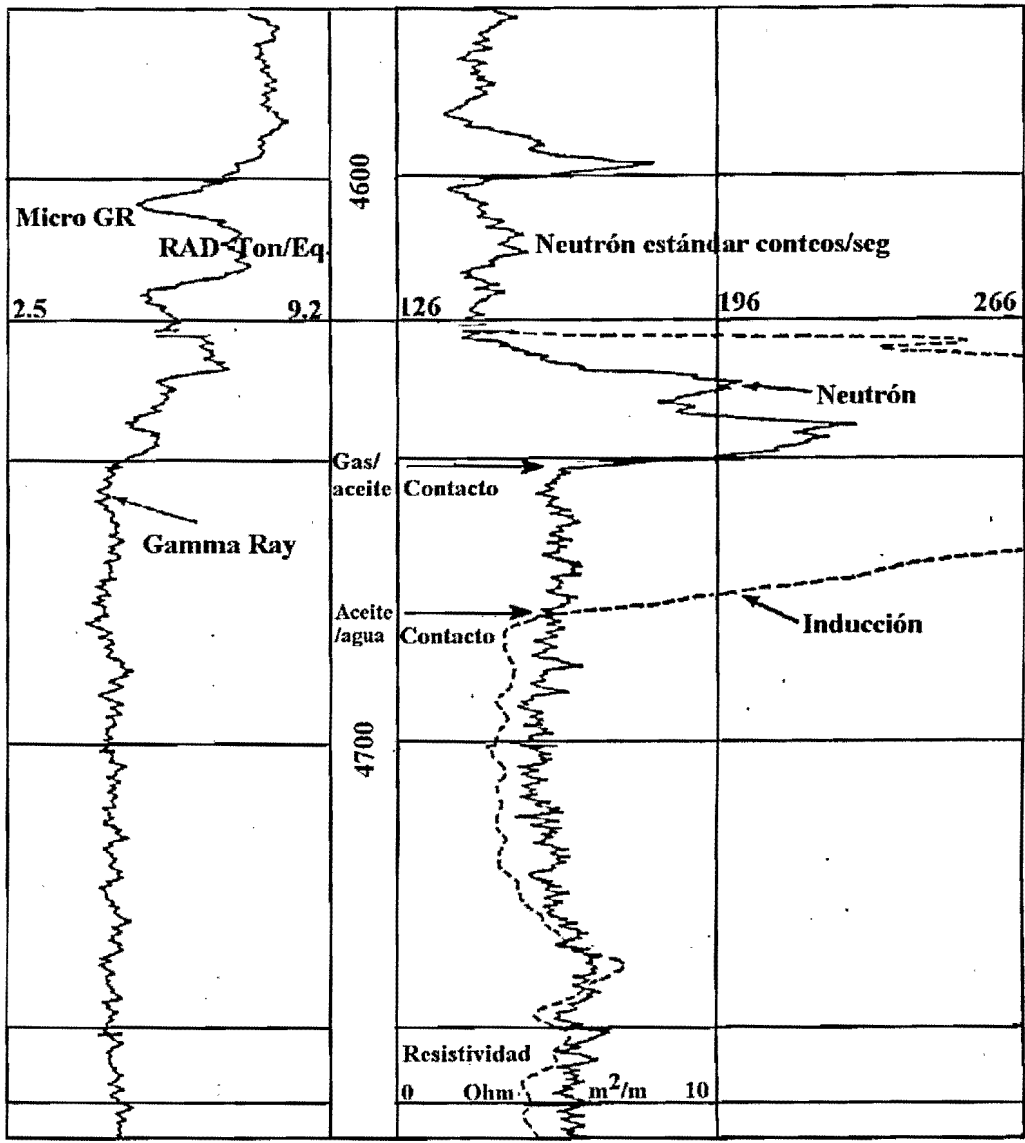


Figura 4.18. Curvas gamma ray, neutrón e inducción

En los pozos perforados con lodo salado, la corriente eléctrica tiende a fluir solamente entre los electrodos sobre la sonda y no dentro de las rocas. Para registrar bajo estas condiciones se usa el Laterolog o el Guard Electrode. Tal aparato enfoca la corriente eléctrica o fuerza esta a entrar en los estratos. Un registro gamma ray se corre para reemplazar la curva SP, Figura 4.19.

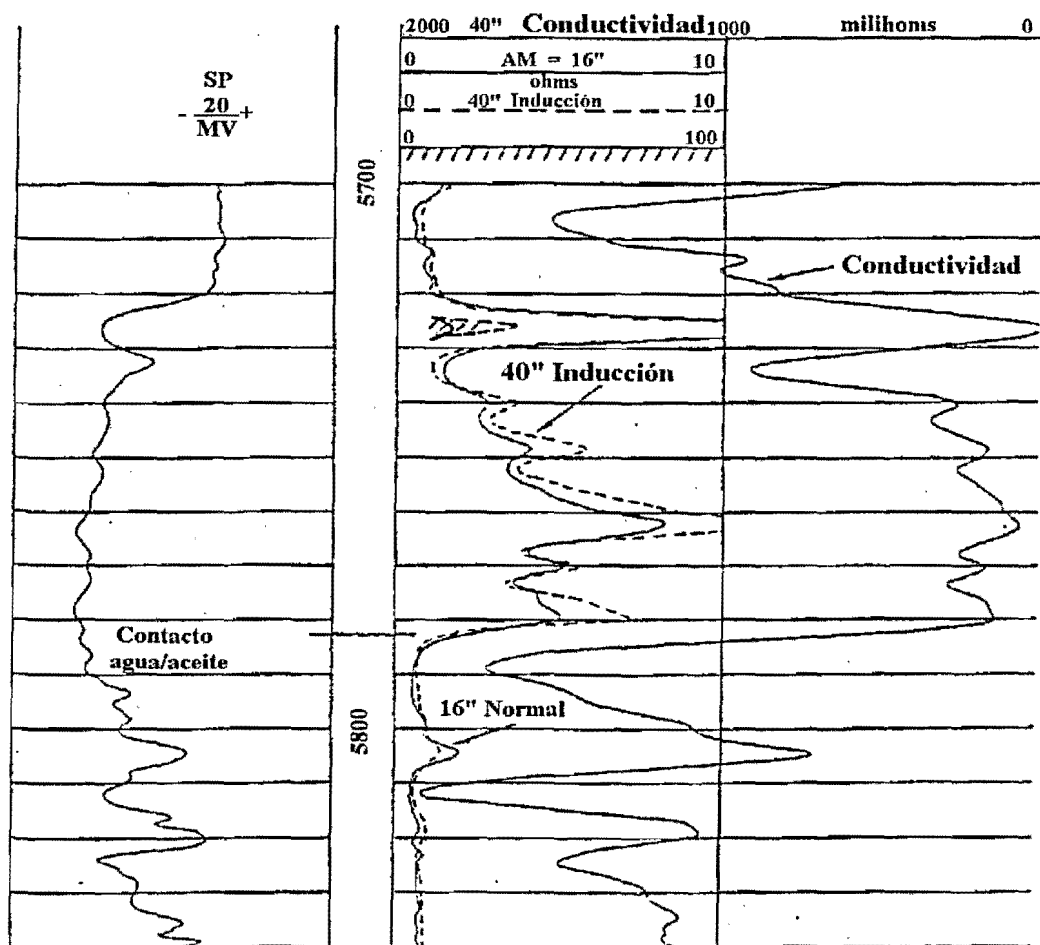


Figura 4.19. Combinación registros eléctricos-inducción. A la izquierda una curva SP estándar. A la derecha dos curvas de inducción y una curva de resistividad normal

4.6. INTERPRETACIÓN DE REGISTROS ELÉCTRICOS

La interpretación adecuada de los registros eléctricos requiere el conocimiento de un número de factores los cuales afectan el carácter y comportamiento de las curvas, sin embargo, las siguientes relaciones empíricas son suficientes como introducción a los métodos interpretativos.

Las areniscas permeables muestran un gran potencial espontáneo, y una arenisca espesa se representa en el registro eléctrico como una curva redondeada del SP, la cual se puede extender hacia afuera por 40 o más milivoltios.

La resistividad de la arenisca depende en gran medida del fluido que esta contenga. Si la arenisca contiene agua dulce o aceite, las curvas de resistividad se proyectan a la derecha del diagrama en una curva doble.

Si la arenisca esta interestratificada con lutitas, tanto la curva SP como la de resistividad muestran numerosas entradas, separadas por picos agudos o redondeados de amplitud variable en proporción al espesor de las capas de arenisca interestratificadas.

La lutita esta típicamente representada por un bajo potencial espontáneo y una baja resistividad.

Las calizas densas muestran una pequeña curva SP y altos valores de resistividad.

Las calizas porosas producen curvas SP semejantes a las de las areniscas, aunque en general éstas no pueden producir tan grandes valores en milivoltios.

Las evaporitas tales como sal o yeso tienden a tener una curva SP aplanada con pequeñas lecturas en milivoltios y muy altas resistividades, como se muestra por los picos largos y estrechos sobre el perfil de resistividad.

4.7. APLICACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LOS REGISTROS ELÉCTRICOS

Los registros eléctricos son las herramientas geofísicas más útiles aplicables a las investigaciones estratigráficas. La interpretación de las curvas SP y resistividad proporcionan datos precisos sobre la profundidad, espesor y posición en secuencias de unidades de rocas penetradas en la perforación. En muchos casos, las interpretaciones se pueden hacer con litología más detallada que se puede derivar de los estudios de ripios y corazones. Esos datos son ampliamente aplicables a problemas estratigráficos tales como clasificación y correlación de unidades de rocas, mapas de facies e isópacos, reconocimiento de inconformidades y determinación de actitudes estructurales

Un tipo común de perfil de pozo es el registro eléctrico, el cual registra la resistividad de las unidades de roca. La resistividad es afectada por la litología y la cantidad y naturaleza de los fluidos presentes en los poros de la roca. Por ejemplo una lutita marina que tiene sus espacios porosos llenos con agua salada, tendrá mucha menor resistividad eléctrica (más alta conductividad) que una arenisca porosa o caliza llena con aceite o gas. La litología no se puede leer directamente de tales perfiles, pero las características de las trazas del perfil son un reflejo de la litología (y el contenido de fluido). Otros tipos de sondas de registro pueden medir la radiación natural gamma en las rocas, produciendo los perfiles gamma ray o la velocidad con la cual una señal de sonido pasa a través de la roca. Los perfiles que miden la velocidad del sonido se llaman perfiles sínicos, además se usan para medir la porosidad.

5. BIOESTRATIGRAFÍA

5.1. INTRODUCCIÓN

Los fósiles proporcionan un método adicional y altamente útil para subdividir las rocas sedimentarias en unidades estratigráficas identificables.

Ellos permiten ordenar y datar de una manera relativa los estratos y correlacionarlos a escala continental y global.

La caracterización y correlación de unidades de roca con base en su contenido fósil se denomina bioestratigrafía.

La estratigrafía que se basa en las características paleontológicas de la rocas sedimentarias, también se denomina paleontología estratigráfica; el estudio de los fósiles y su distribución en varias formaciones geológicas.

La separación de las unidades de roca con base en el contenido fósil puede o no producir unidades estratigráficas cuyos límites coincidan con los límites de las unidades litoestratigráficas. En efecto, las unidades litoestratigráficas tales como formaciones, se pueden subdividir por conjuntos de fósiles distintivos en varias unidades bioestratigráficas más pequeñas. Uno de los objetivos principales de la bioestratigrafía es hacer posible la diferenciación de estratos en pequeñas unidades de escala pequeña o zonas que se puedan datar y correlacionar a lo largo de amplias áreas geográficas, permitiendo la interpretación de la historia de la tierra dentro de un armazón preciso del tiempo geológico. De otro lado, es común que las unidades estratigráficas biológicamente definidas se utilicen para alargar los límites de unidades litoestratigráficas formalmente definidas. Algunas unidades bioestratigráficas pueden así incluir partes de dos miembros o formaciones.

El concepto de bioestratigrafía se basa en el hecho que los organismos han sufrido cambios sucesivos a través del tiempo geológico, así cualquier unidad de estratos se puede datar y caracterizar por su contenido fósil. Eso es cualquier unidad

estratigráfica se puede diferenciar con base en su contenido fósil de unidades estratigráficamente más jóvenes y más viejas.

5.2. PRINCIPIO DE SUCESIÓN FAUNÍSTICA

William Smith (1796 en Boggs 1994) fue el primero en utilizar los fósiles como una herramienta práctica para caracterizar, subdividir y correlacionar estratos de un área a otra.

Principio (ley de sucesión faunística). Rocas formadas durante cualquier intervalo de tiempo geológico se pueden reconocer y distinguir de rocas formadas durante otros intervalos de tiempo por su contenido fósil.

Aún sin asignarle nombres a los fósiles, Smith fue afortunado en usarlos para establecer una sucesión estratigráfica y para subdividir las rocas en unidades cartografiables por una combinación de características litológicas y de conjuntos fósiles.

Es importante resaltar que Smith no subdivide las sucesiones de roca solamente con base en los fósiles. Sus estratos primero se delinearon y nombraron de acuerdo a su litología. Luego, se colectaron y estudiaron sus características fósiles. El uso de sólo los fósiles para subdividir formaciones espesas litológicamente homogéneas, no se dio sino hasta aproximadamente 15 años después.

La subdivisión de las sucesiones de roca en las que se tuvo en cuenta los fósiles, se llevó a cabo inicialmente en sedimentos Terciarios a principios de 1830. Deshayes en Francia (1830), Bronn en Alemania (1831) y Lyell en Inglaterra (1833), en Boggs 1994.

+ 5.2.1. Concepto de etapa

PISO

D'Orbigny (en Boggs 1994) propuso que los estratos que se caracterizan por tener conjuntos de fósiles distintivos y únicos pueden incluir muchas formaciones (unidades litoestratigráficas) en un lugar o solamente una simple formación o parte de una formación en otro lugar. Él definió como etapas los grupos de estratos que contienen el mismo conjunto de fósiles y nombró esas etapas en las localidades geográficas con buenas secciones de roca que tienen los fósiles característicos en los cuales se basaron las etapas. Usando el concepto de etapa, él fue capaz de

dividir las rocas del sistema Jurásico en 10 etapas y las rocas Cretáceas en 7 etapas, cada una caracterizada estrictamente por su fauna fósil.

Los límites de las etapas de Orbigny se definieron a intervalos marcados por la última aparición o desaparición de conjuntos distintivos de formas de vida y su reemplazamiento en la roca registrado por otros conjuntos.

5.2.2. Concepto de Zona

- gráfico

Oppel introdujo el concepto de zona en 1856(en Boggs 1994). Él concibió la idea de unidades de escala pequeña definidas por los rangos estratigráficos de especies de fósiles, no importando la litología de las capas que tienen los fósiles. Oppel notó que los rangos verticales de algunas especies eran muy cortos; eso es que las especies existieron por solamente un muy corto tiempo geológico; otras eran notablemente largas, pero muchos eran de alguna longitud intermedia.

Oppel descubrió que él podía delinear los límites entre unidades de roca de pequeña escala y distinguir una sucesión de conjuntos únicos de fósiles. Cada uno de esos conjuntos, estaba limitado en su base por la aparición de nuevas especies distintivas y en su tope (eso es la base de la sección subsiguiente), por la aparición de nuevas especies. Eso es la yuxtaposición de rangos estratigráficos de las especies que hacen que el conjunto de fósiles tipifique una zona.

Debido a que una zona representa el tiempo entre la aparición de especies escogidas con la base de la zona y la aparición de otras especies escogidas como la base de la próxima zona subsiguiente, el reconocimiento de estas zonas permite la delineación de unidades de tiempo de pequeña escala. A cada una de las zonas de Oppel le fue asignada después una especie fósil particular llamada un fósil índice o especie índice; la cual es una especie fósil en el conjunto de especies que caracterizan la zona.

El concepto de zona permitió la subdivisión de las etapas en dos o más unidades biostratigráficas distintivas que se podían reconocer y correlacionar grandes distancias. Oppel fue capaz de subdividir las rocas del Jurásico del oeste de Europa en 33 zonas

5.3. BASES PARA LA ZONACIÓN BIOSTRATIGRÁFICA, CAMBIOS EN LOS ORGANISMOS A TRAVÉS DEL TIEMPO

5.3.1. Evolución

Darwin (en Boggs 1994) anotó que todos los organismos tienen altas tasas reproductivas, aún poblaciones de esos organismos permanecen esencialmente constantes por largos periodos. Él explicó esta observación por sugerir que no todos los organismos de la misma clase (especies) están igualmente bien equipados para sobrevivir y además muchos individuos mueren antes de reproducirse. Cada individuo de una especie se diferencia de los otros individuos debido a variaciones que se producen dentro de un organismo por cambio. Algunas de esas variaciones de cambio pueden ser una ventaja para el organismo en relación con su ambiente y otras pueden ser desventaja. Variaciones adecuadas ayudan a los organismos a sobrevivir y extender su ambiente y rango.

Variaciones inadecuadas producen extinción. Darwin denominó este proceso selección natural. Además él propuso que esas variaciones favorables son hereditarias y se pueden transmitir de una generación a otra.

La contribución fundamental de Darwin al entendimiento de la evolución, fue reconocer que la selección natural era un proceso por el cual aparecen nuevas especies, debido a que esos individuos que sufren adaptaciones favorables tendrán un mejor chance de sobrevivir y reproducirse. El no entendió como se producen esas variaciones o como esas huellas se pasaron de una generación de organismos de la próxima generación. El concepto de cambio espontáneo en los genes, que nosotros ahora llamamos mutaciones no se conocía en el tiempo en Darwin publicó su libro "El origen de las especies" en 1859.

5.3.2. Clasificación taxonómica e importancia de las especies.


Los organismos se pueden clasificar de diferentes maneras, incluyendo el hábitat (planctónicos, nectónicos, bentónicos) y la distribución ambiental (litoral, nerítico, batial, abisal, etc.). La clasificación taxonómica que se basa en las similitudes morfológicas y evolutivas y en las relaciones genéticas es más adecuada para el reconocimiento y evolución de la zonación bioestratigráfica.

Linnaeus (1735 en Boggs 1994), agrupó los organismos dentro de una jerarquía de diferentes categorías teniendo en cuenta el número de características distintivas

compartidas en común. Los organismos en la categoría más baja tienen el mayor número de características comunes; y los de las categorías mayores tienen pocas características comunes. En la última categoría los organismos comparten muy pocas similitudes.

El sistema de clasificación de Linnaeus modificado por algunas ediciones posteriores se ilustra a continuación

5.3.3. Sistema taxonómico para clasificación de organismos

REINO		Ejemplo:
FILUM		Filum -Tipo = Artrópodo.
CLASE		Clase = Trilobitomorfa.
ORDEN		Crustácea.
FAMILIA		Sub - clase = Trilobita.
GENERO		Entomostraca.
ESPECIE		Malacostraca.
		Orden = Proparia, Cirripedia, Anaspodacea, Schizopoda.

5.3.4. Cambios de las especies a través del tiempo

La importancia de las especies en el estudio bioestratigráfico radica en que las especies no permanecen inmutables por todo el tiempo. Si las condiciones ambientales permanecieran absolutamente constantes a través del tiempo, quizás las especies nunca podrían cambiar, pero como los ambientes cambian, las especies también cambian, aunque los ambientes no causan cambio directo de las especies. La mutación o la combinación de genes y las condiciones de cambio ambiental son esenciales en la evolución de las especies. Muchas especies se ajustan bien a su ambiente normal, pero si aparece una variación apropiada en una especie justo al tiempo cuando esta se vuelve inadaptada a un cambio ambiental, la fuerza de la selección natural puede preservar esta nueva variante (Shaw 1964). Así las especies se han desarrollado a través del tiempo como resultado de la selección natural de esas mutaciones de cambio al azar que se presentan en las especies cuando se ajustan mejor a las condiciones de cambio ambiental.

Todas las indicaciones del registro geológico sugieren que las variaciones de las especies son unidireccionales y no reversibles. Una especie que se extingue no reaparece en el registro fósil. Cuando los miembros de una nueva especie que

aumenta de número, se pueden volver abundantes y dispersarse lo suficiente para aparecer en el registro geológico (la primera aparición de la especie). Cuando las especies no son capaces de ajustarse a las condiciones de cambio ambiental, sus miembros decrecen en número y eventualmente desaparecen la extinción, o última aparición, de las especies. La extinción se refiere a la desaparición por muerte de todos los miembros individuales de una especie ó grupos taxonómicos mayores de tal modo que existe un corto linaje. Los paleontólogos reconocen también que una especie puede experimentar pseudo-extinción. Pseudo-extinción, o extinción filética, se refiere a un proceso evolutivo donde una especie se desarrolla en una especie distinta. Así, las especies originales se extinguen, pero el linaje continúa en las especies hijas. Algunas especies existieron por solamente una fracción de un periodo geológico. Otras persistieron por más largos periodos de tiempo. Los organismos que fueron abundantes, geográficamente ocuparon amplias áreas y vivieron durante cortos periodos de tiempo, tienen la mayor utilidad para estudios bioestratigráficos Figura 5.1.

5.3.5. Modelos y tasas de evolución

Gradualismo. La evolución se produce por cambio gradual

Equilibrio puntuado. Muchas especies aparecen muy rápidamente de pequeñas poblaciones de organismos que se han aislado del rango original y luego cambian muy poco después de su próspero origen. Evolución por especiación o ramificación de linajes.

Las diferencias en esos dos postulados de evolución se ilustran gráficamente en la figura 5.2.

En el modelo puntuado, la especiación o ramificación de especies se ve como un proceso muy rápido, requiere solamente de decenas de miles de años o posiblemente pocos cientos de años, después que una población se vuelve reproductivamente aislada de la población parental. Aunque la duración de las especies desde la primera aparición a la extinción, se puede medir en millones de años, Tabla 5.1 se cree que las especies cambian morfológicamente muy poco y solamente muy lentamente después de la especiación inicial.

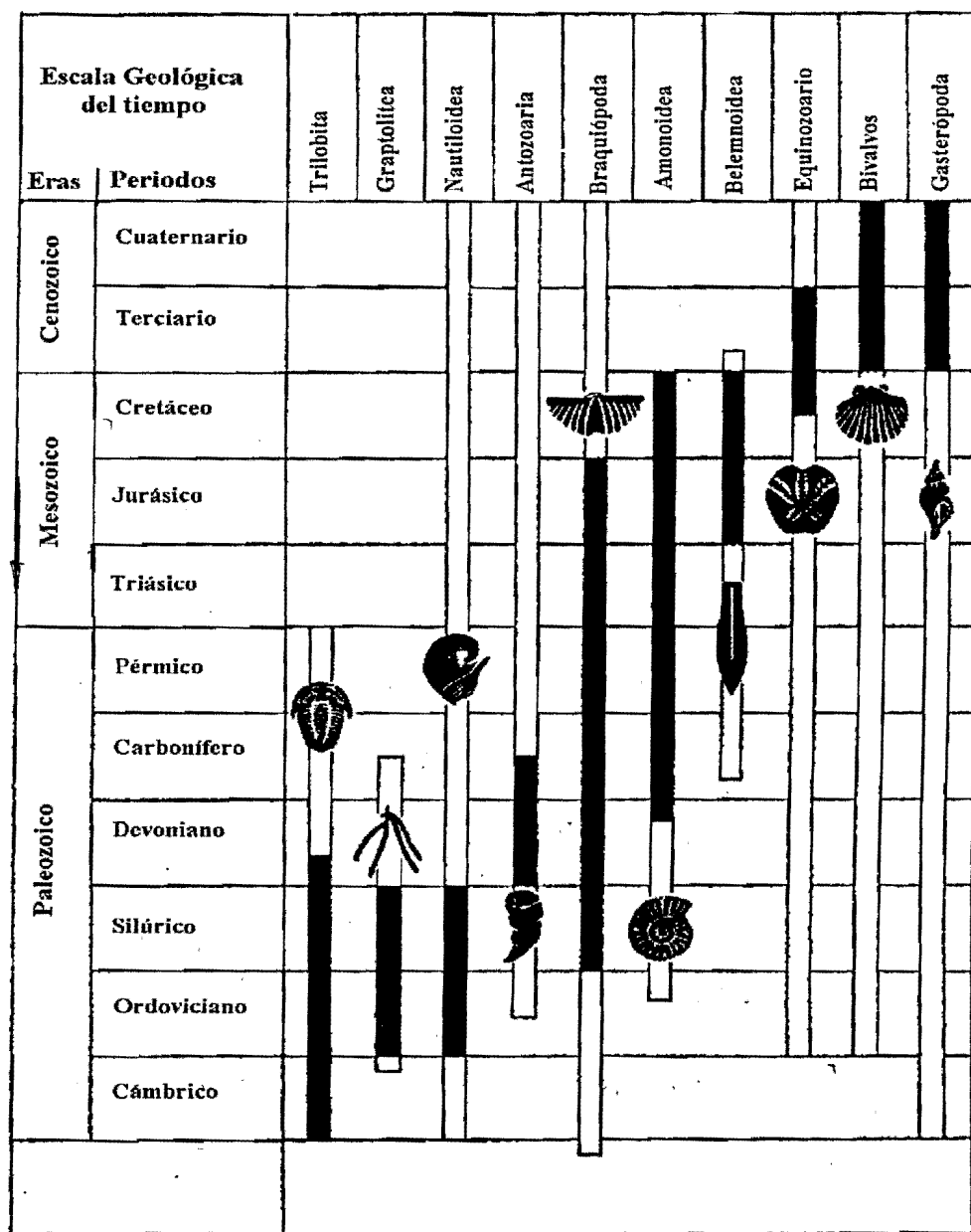


Figura 5.1. El más importante grupo de macrofósiles de organismos de invertebrados marinos para zonación bioestratigráfica. Las columnas blancas muestran el espacio de tiempo de distribución, las columnas en negro el espacio de tiempo en los cuales los organismos son importantes como fósiles índices. Modificado de Boggs 1994.

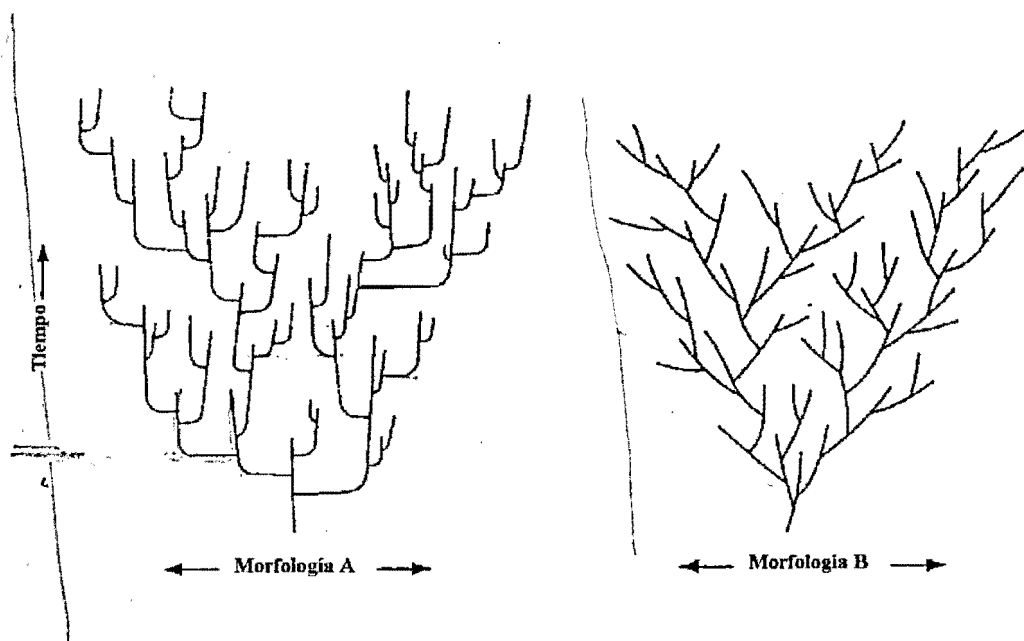


Figura 5.2. Esquema diagramático de filogenias hipotéticas (líneas de descendencia directa en un grupo de organismos) representando el modelo puntuacional (A) y el modelo gradualístico (B). Note que algo de la evolución filética se indica en el modelo A y algunos eventos de especiación en el modelo B muestran acelerada evolución. Modificado de Boggs 1994.

Tabla 5.1. Duración media estimada de las especies (en millones de años) para una variedad de grupos biológicos. Modificado de Boggs 1994.

Grupos Biológicos	Duración media estimada de las especies (Ma)
Diatomeas marinas	25
Foraminíferos bentónicos	20-30
Foraminíferos planónicos	> 30
Briofitas	> 20
Bivalvos marinos	11 - 14
gasterópodos marinos	10 - 14
Plantas superiores	8 - > 20
Amonites	~ 5 (pero con una moda en el rango 1-2 Ma)
Peces de agua dulce	3
Graptolites	2 - 3
Escarabajos	> 2
Culebras	> 2
Mamíferos	~ 1 - 2
Trilobites	> 1

La facilidad de identificar los límites de las especies, y de establecer los límites de las zonas bioestratigráficas, se complica por problemas que involucran lo siguiente:

1. Intervalos de muestreo (como deben ser de pequeños para asegurar que los límites de las especies sean detectados).
2. Cambio en el registro fósil inducido por enterramiento y los caprichos de la preservación.
3. Constancia y tasas de sedimentación (más pequeños intervalos de muestreo se requieren para sedimentos que se acumularon muy lentamente versus los que se acumularon muy rápidamente).
4. Patrones intermitentes y puntuados de sedimentación y erosión que producen un registro estratigráfico incompleto, dando la apariencia de especiación puntuada.

Kauffman 1977 (en Boggs 1994) sostiene que los principales controles sobre las tasas de evolución se manifiestan externamente e incluyen:

- Tamaño de la población
- Grado de aislamiento
- Tasa de aislamiento
- Diversidad de nichos
- Variaciones en presiones selectivas
- Tamaño y movilidad de los organismos
- Control ecológico sobre su distribución
- Relaciones tróficas y
- Demora de tolerancia ecológica

La extinción de una especie se puede deber a cualquiera de las siguientes causas:

- Predación
- Envejecimiento
- Inanición
- Deformidad genética

5.3.6. Evolución determinística versus probabilística

Los controles evolutivos se relacionan con la pregunta de si-o-no=tales eventos evolutivos como radiación adaptativa y periodos de extinción en masa son determinísticos o probabilísticos. Eso ~~es~~ ^{es decir} son eventos evolutivos explicables solamente en términos de factores causales o son leyes estadísticas o generalizaciones que pueden explicar esos eventos con base a variaciones al azar o procesos. Los modelos evolutivos probabilísticos son llamados modelos estocásticos.

Extinciones masivas. El registro geológico muestra que muchos grupos de organismos se extinguieron o sufrieron reducciones dramáticas en número y diversidad en determinados tiempos de la historia geológica.

Ejemplos de tales tiempos son el Cámbrico Tardío, Ordoviciano Tardío, Devoniano Tardío, Pérmico Tardío, Triásico Tardío y Cretáceo Tardío, Tabla 5.2. Como lo indica la tabla, las extinciones afectaron formas marinas y continentales.

Muchos de esos episodios de extinción masiva son tan dramáticos que es difícil aceptar el modelo estocástico como una explicación para la desaparición de esos grupos de organismos y los científicos se sienten obligados a ver los factores de las causas específicas para explicar esas olas de extinción.

La extinción de los dinosaurios y los amonites al final del Cretáceo y la extinción de los foraminíferos fusulinidos al final del Pérmico son dos ejemplos de desaparición abrupta de principales grupos de organismos.

La fase de extinción del Pérmico Tardío ha recibido particular atención debido al número de grupos principales afectados y a la agudeza del cambio por el cual esos grupos desaparecieron del registro geológico entre el Pérmico Tardío y el Triásico.

Las teorías acerca de la extinción son las siguientes:

1. Extinción catastrófica
2. Extinción gradual
3. Extinción paso a paso. Son las que ocurren en una serie de pasos discretos en la vecindad de límites estratigráficos mayores, tal como el límite Pérmico/Triásico.

Tabla 5.2. Principales extinciones de organismos durante el Fanerozoico. Modificado de Boggs 1994.

Episodios de Extinción	Principales grupos de animales fuertemente afectados	Porcentaje de familias extintas
Cretáceo Tardío	Amonites*	
	belemnites	
	Bivalvos rudistidos*	
	Corales	
	Equinoideos	26
	Briozoarios	
	Eponjas	
	Foraminíferos planctónicos	
	Dinosaurios*	
	Reptiles marinos*	
Triásico Tardío	Amonites	
	Braquiópodos	
	Conodontes*	35
	Reptiles	
	Peces	
Pérmico Tardío	Amonites	
	Corales rugosos*	
	Trilobites*	
	Blastoides*	
	Inadunata, flexibiliata, y crinoides camerados*	50
	Braquiópodos productidos*	
	Foraminíferos fusulinidos*	
Devoniano Tardío	Briozoarios	
	Reptiles	
	Corales	
	Estromatoporidos	
	Trilobites	
	Amonoideos	30
	Briozoarios	
	Braquiópodos	
	Peces	
	Trilobites	
Ordoviciano Tardío	Braquiópodos	24
	Crinoides	
	Equinoideos	
Cámbrico Tardío	Trilobites	
	Eponjas	52
	Gasterópodos	

*Última aparición del grupo

Los proponentes de la teoría catastrófica, especialmente para el evento agudo del límite Cretáceo/Terciario, sugieren que el impacto de objetos extraterrestres (bóolidos) creó grandes cambios climáticos (invierno global) al producirse enormes nubes de polvo y la generación de lluvias ácidas, tsunamis, incendios que causaron la extinción de algunos grupos taxonómicos. Alternativamente, la actividad volcánica intensa puede haber afectado el clima a través de la excesiva descarga de nubes de gas (efecto invernadero). Otros geólogos sugieren que tales causas extraterrestres no se necesitan para explicar muchos eventos de extinción. Cambios graduales progresivos en el clima, junto con cambios en el nivel del mar (por ejemplo la retirada del nivel del mar reduce el hábitat para los organismos de aguas superficiales), son adecuados para producir extinciones.

Una discusión más amplia de las posibles causas de extinción relacionada a eventos catastróficos es dada por Hallan 1989(en Boggs 1994), y los principales eventos de extinción y probables causas sugeridas se resumen en la tabla 5.3, después de Donovan 1989 (en Boggs 1994).

Tabla 5.3. Posibles causas de eventos de mayores extinciones en el Precámbrico y Fanerozoico Tardío. Modificado de Boggs 1994.

Eventos de extinción	Causas sugeridas
Pleistoceno Tardío	Calentamiento posglacial más predación por los humanos
Eoceno a Oligoceno	Extinción gradual asociada con severo enfriamiento, glaciación y cambios de circulación oceanográfica, manejada por el desarrollo de la corriente cincum-Antártica
Fin del Cretáceo	Impacto de cuerpo extraterrestre (bólide), que produjo disturbios ambientales catastróficos.
Tríasico Tardío	Posiblemente relacionado a incremento de las lluvias con regresión
Fin del Pérmico	Reducción gradual en la diversidad producida por periodos sostenidos de clima frío, asociados con dispersión de la regresión y reducción en áreas de calor, mares superficiales.
Devoniano Tardío	Enfriamiento global asociado con dispersión de la anoxia de los mares eipiricos.
Ordoviciano Tardío	Controlado por el crecimiento y decaimiento del hielo de Gondwana seguido por un periodo sostenido de estabilidad ambiental asociado con alto nivel del mar
Cámbrico Tardío	Reducción del hábitat, probablemente en respuesta a un ascenso del nivel del mar, produciendo una reducción en el numero de comunidades componentes
Precámbrico Tardío	Complejo, incluyendo dispersión de la regresión, tensiones físicas (circulación restringida y deficiencia de oxígeno) y tensiones biológicos (incremento de la predación, bioturbación y disturbación)

y las causas endógenas

causas
exógenas
causas
endógenas

5.4. DISTRIBUCIÓN DE LOS ORGANISMOS EN EL ESPACIO PALEOBIOGEOGRÁFICO

Pocas especies se distribuyeron a través de todo el mundo. Muchas en efecto se restringieron en su rango geográfico, aunque algunos grupos de fósiles variaron ampliamente en el tiempo a través de todo el ambiente ecológico.

En el pasado geológico, la región dentro de la cual un grupo particular o grupos de plantas o animales se distribuyen, se denomina provincia biogeográfica. Las provincias biogeográficas están separadas por barreras físicas o climáticas. Las áreas terrestres son barreras a los organismos marinos, y las aguas de mar abierto son una barrera para los animales y plantas terrestres. Las aguas profundas son una barrera a los organismos de aguas superficiales, el agua fría es una barrera a los organismos marinos, el agua dulce es una barrera a los organismos adaptados a las condiciones marinas salinas. Un tipo particular de barrera puede ser impenetrable por una especie de organismo, pero no para otra. Por ejemplo los organismos bentónicos que no tienen una larga vida, en la etapa de larvas juveniles planctónicas, las aguas profundas son una barrera a su dispersión. Por el contrario, los organismos planctónicos los cuales viven en aguas cerca la superficie son distribuidos ampliamente a través del océano en aguas superficiales y profundas

5.4.1. Dispersión de organismos

Los factores que afectan la dispersión de los organismos y plantas terrestres son diferentes a los que controlan la dispersión de los organismos marinos. Igualmente, la distribución de los organismos invertebrados marinos es controlada por factores diferentes a los que controlan la distribución de los grupos vertebrados marinos.

Las especies son la unidad biológica fundamental en la naturaleza. Ellos son la unidad básica que sufre evolución; el nicho de las especies es la unidad funcional básica en las interacciones ecológicas; y las especies son las unidades fundamentales de la bioestratigrafía y la correlación.

Los factores que afectan la dispersión de los organismos y plantas continentales son diferentes a los que controlan la dispersión de los organismos marinos, Figura 5.3^a b y c.

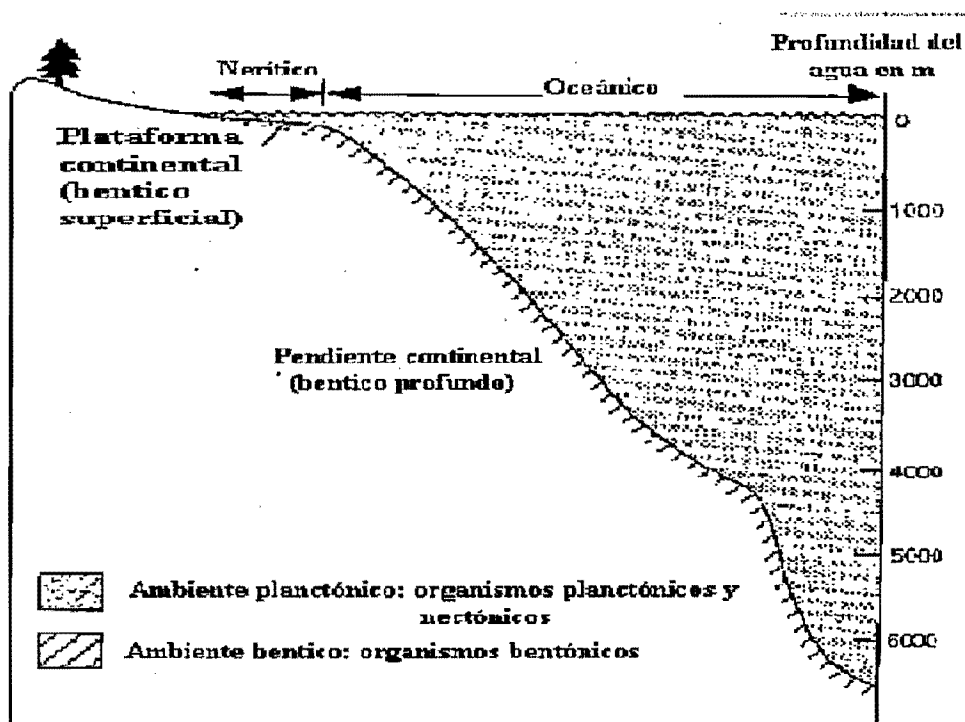
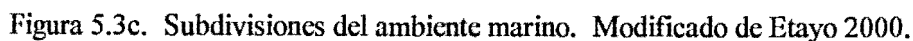
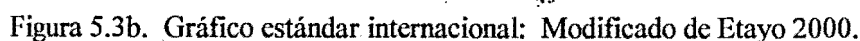


Figura 5.3a. Subdivisiones del ambiente marino en los dominios pelágicos (columna de agua) y bénticos (fondo). El dominio pelágico no es habitado por organismos planctónicos y nectónicos; Los organismos bentónicos ocupan los ambientes del fondo del dominio béntico. Modificado de Boggs 1994.

La distribución de organismos invertebrados marinos es controlada por factores diferentes a los que controlan la distribución de grupos de vertebrados marinos.

Los organismos invertebrados marinos se pueden dividir en tres tipos básicos de acuerdo a su hábitat: Plancton, necton y bentos, Tabla 5.4. El plancton son organismos de tamaño principalmente microscópico que viven suspendidos a profundidades superficiales dentro de la columna de agua y tienen muy débil o habilidad limitada para dirigir sus propios movimientos; se distribuyen más o menos por la acción de las corrientes y de las olas y pueden ocupar amplias áreas dentro de todos los tipos de ambiente del océano abierto. Debido a que ellos reflejan el hábitat del dominio pelágico y no el ambiente del fondo dentro del cual ellos caen cuando mueren, su presencia en rocas sedimentarias antiguas es de limitado valor en la interpretación ambiental. Algunos organismos planctónicos tales como los graptolites tienen algún valor como indicadores del ambiente del sedimento. Los graptolites fueron muy frágiles para sobrevivir en el ambiente de

Basamento esencialmente siálico Margen continental	Basamento esencialmente basáltico Piso del mar profundo
--	---



El necton, incluye todos los animales que son capaces de nadar libremente. Los néctones modernos están distribuidos en el océano a profundidades que van desde la superficie hasta cientos de metros de profundidad y acompañan muchos grupos avanzados de animales tales como peces, ballenas y mamíferos. El necton es menos abundante en el registro fósil que los organismos planctónicos y bentónicos y así parecen tener menor valor en los estudios bioestratigráficos. Los fósiles nectónicos incluyen remanentes de peces en algunas arcillas de mar profundo, belemnites y otros cefalópodos móviles y probablemente Conodontes. Los conodontes son un interesante tipo de fósil con considerable significado bioestratigráfico, que ocurre en rocas que varían en edad desde el Cámbrico al Triásico.

Los bentos, son organismos que habitan el fondo, viven sobre o debajo del piso del océano. Los organismos bentónicos con partes duras preservables son particularmente importantes para la interpretación ambiental, porque sus restos se preservan comúnmente en el mismo ambiente en el cual ellos vivieron. Debido a que muchos bentos viven en aguas superficiales y tienen habilidad limitada para moverse largas distancias a lo largo del fondo, ellos tienden a ser más provinciales y de menor significado bioestratigráfico que el plancton.

Tabla 5.4. Clasificación de organismos por hábitat ó estilo de vida. Modificado de Boggs 1994.

Clasificación	Descripción	Ejemplo
Planctónicos	Organismos que viven suspendidos en la columna de agua superior y tienen muy débil o limitada habilidad para dirigir sus propios movimientos	
Fitoplancton	Tienen la habilidad de efectuar la fotosíntesis, producen alimentación primaria o autótrofos	Diatomeas y dinoflagelados
Zooplancton	No efectúan la fotosíntesis, no pueden producir su propia comida (heterótrofos), se alimentan de fitoplancton	Foraminíferos, radiolarios y graptolites
Meroplancton	Gastan solamente su etapa juvenil como plancton, posteriormente se vuelven nadadores libres u organismos que habitan el fondo	Larvas de muchos organismos bentónicos y moluscos
Seudoplancton	Organismos distribuidos por las olas y corrientes como resultado del enlace de algas marinas flotantes, madera etc.	Almejas
Bentónicos	Organismos que habitan el fondo, viven sobre o debajo del piso oceánico	
Bentos sésiles	Bentos que se fijan ellos mismos al sustrato (epifauna)	Crinoides, ostras, braquiopodos
Bentos errantes	Bentos que se arrastran o nadan sobre el fondo (epifauna) o que viven en el fondo (infauna)	Estrellas de mar, camarones, almejas, gusanos
Nectónicos	Organismos capaces de nadar libremente y así moverse largas distancias independientemente de las olas y corrientes	Cefalópodos móviles, peces, escualos, tiburones

5.4.2. Barreras a la dispersión

Dodd y Stanton (1981 en Boggs 1994) anotan que cada especie tiene un rango geográfico potencial que es determinado por sus requerimientos de hábitat. Pocas especies actualmente ocurren a través del rango potencial, ya que su distribución esta restringida debido a la presencia de barreras de algún tipo que previenen su expansión en todas las áreas de hábitat adecuado o porque las especies puede que no hayan tenido tiempo para dispersarse a todas las áreas adecuadas, especialmente si las barreras están presentes.

Si las barreras se cruzan o desaparecen, las especies migrantes pueden hallar ellas mismas la competencia por los nichos ambientales con especies similares o similarmente adaptadas en la nueva provincia. En esta competencia, las especies indígenas o las migrantes se pueden extinguir. Alternativamente las especies menos adaptadas podrían desarrollarse y adaptarse a diferentes nichos ambientales. Si una barrera es superada, las colonizadoras expanden su nuevo rango a la nueva localización, hasta que esta es circunscrita por otras barreras llenando su nuevo rango local. Las especies entrometidas pueden subsecuentemente meterse hasta otras barreras, saltando de una región habitable a otra, a través de barreras de variada dificultad de penetración, episódicamente expandiendo su rango local.

La introducción de las barreras produce la expansión del rango total de una especie, aunque en algunos casos, esta puede causar la extinción de las especies en la nueva región o a su evolución a una especie más adaptable. De otro lado si la situación opuesta prevalece y una barrera repentinamente aparece y divide a un área continua de hábitat adecuado, el resultado es la segregación de las especies en diferentes poblaciones separadas por la barrera. Las poblaciones separadas podrían gradualmente desarrollarse en diferentes especies, cada una con un rango geográfico más restringido que las especies parentales.

Temperatura. La temperatura es claramente una barrera mayor a la migración de las especies y comúnmente afecta más las larvas que los organismos adultos. Debido a que la distribución de la temperatura a lo amplio del mundo se controla latitudinalmente, las barreras de temperatura son más importantes latitudinalmente, aunque los cambios estacionales y aún los diurnos son también importantes. Los límites de todas las provincias bióticas modernas son en parte controlados por la temperatura, y las provincias bióticas antiguas fueron indudablemente controladas de igual manera. Los taxones de agua caliente se restringen principalmente a la zona ecuatorial del océano. Los taxones de agua fría de otro lado, pueden extender su rango cerca a la región ecuatorial por migración hacia abajo del gradiente batimétrico en aguas más profundas y más frías, si ellos son capaces de

adaptarse a mayores profundidades. También, si una especie polar puede arreglárselas para hallar una manera de sobrepasar la barrera de temperatura y atraviesa la región ecuatorial, esta puede hallar hábitats adecuados de agua fría en o cerca a la superficie en las latitudes más altas de otro hemisferio.

Algunas especies de organismos se adaptan a un amplio rango de temperaturas y se les denomina eurythermales. Tales especies tolerantes a la temperatura se pueden distribuir a través de rangos mucho más amplios de zonas de temperatura que las especies menos tolerantes (stenotermiales). No obstante, aún las especies tolerantes son sensitivas a las variaciones de temperatura y no ocurren a través de todas las zonas de temperatura. Se debe reconocer también que las zonas de temperatura marina han cambiado a través del tiempo geológico. Como las zonas climáticas del mundo han cambiado en respuesta al movimiento de placas y episodios de glaciación, una región geográfica dada del mundo puede así registrar una sucesión de faunas de aguas más frías o más calientes a través del tiempo en respuesta a esos cambios en las condiciones climáticas.

Barreras geográficas. Los términos falla del hábitat, movimiento de placas y elevación de la profundidad son todas diferentes maneras de expresar el concepto de barreras geográficas. Esas barreras geográficas provienen del patrón de distribución de masas terrestres y océanos y variaciones en la profundidad del agua de los océanos. Todos los organismos marinos tienen profundidades de agua limitadas a las cuales ellos pueden sobrevivir. Así el agua que es muy profunda o muy superficial puede constituir una barrera a una especie particular de organismo. Las masas terrestres constituyen barreras a la dispersión de organismos marinos, y el océano abierto es una barrera a la migración de animales y plantas continentales de un continente a otro. Los factores más importantes que influyen las barreras geográficas parecen ser los cambios en el nivel del mar y los cambios en la naturaleza y distribución geográfica de masas terrestres y el piso del océano producidos por movimiento de placas.

5.4.3. Cambios en el nivel del mar.

Los cambios en el nivel del mar causan interrupciones significantes en las provincias biogeográficas debido a cambios en la profundidad del agua sobre la plataforma continental. Durante un descenso mayor en el nivel del mar, el agua se retira de la plataforma continental, exponiendo mucha de la plataforma interior. El área habitable de agua superficial se reduce en gran medida llegando al amontonamiento e incremento de la competencia entre las especies de agua superficial que no se pueden mover hacia el mar en las aguas más profundas y entonces, se presenta una probable extinción de los grupos menos adaptables. Durante el ascenso mayor en el nivel del mar, la profundidad del agua sobre la

plataforma continental más exterior se incrementa, pero el área total de agua superficial a lo largo del margen continental se incrementa también bastante debido a la dispersión de los mares sobre las márgenes del continente. Los nichos ambientales disponibles para organismos de agua superficial igualmente se incrementan, produciéndose menor competencia entre las especies por espacio y comida disponible. Esas condiciones permiten la expansión de los rangos locales de especies cuando ellos se mueven en hábitats favorables y también probablemente a la aparición rápida de nuevas especies (especiación) como resultado de la radiación adaptativa de grupos que sobreviven los episodios precedentes al descenso del nivel del mar.

Hallam, 1981 (en Boggs 1994) establece que un análisis de géneros a través del mundo indica una clara relación inversa entre endemismo y el área del continente cubierta por el mar.

Endemismo. Es la tendencia de las especies u otras taxa a tener un rango geográfico muy restringido. En contraste, el pandemismo, es la tendencia de las especies a tener una distribución a lo amplio del mundo. El sugiere que cuando el nivel del mar desciende, la migración faunística entre las áreas de plataforma continental se restituiría con mayor dificultad y por lo tanto habría menos flujo de genes. Así allí sería más local la especiación entre los organismos dispersables que ocuparon los hábitats de aguas más superficiales.

5.4.5. Movimiento de placas.

El tectonismo es el factor principal que controla la distribución de las masas continentales y las cuencas oceánicas. Los principales cambios en el armazón ambiental del ambiente marino ocurre cuando los procesos de tectónica de placas global cambian las posiciones geográficas, las configuraciones, y los tamaños de los continentes y las cuencas oceánicas. Los movimientos de placas pueden afectar enormemente las barreras topográficas al producir cambios en las amplitudes y profundidades oceánicas. Los cambios en la tasa de separación del piso del mar pueden tener un efecto grande sobre el nivel del mar. Los movimientos de placas también pueden alterar los gradientes de temperatura latitudinal debido al cambio en la posición geográfica de continentes y aún, afectar los patrones de distribución de las corrientes oceánicas mayores. La creación o destrucción de las barreras de migración pueden así estar atadas estrechamente a los eventos de tectónica de placas.

La provincialidad de las especies es mayor cuando el movimiento de placas ha producido la separación de un mayor número de continentes, tal como en el

presente (Dodd y Stanton, 1981, en Boggs 1994). Las barreras son pocas y la provincialidad menor cuando los movimientos de placas han fundido los continentes, como al final del Paleozoico. Varias generalidades entre tectónica de placas y biogeografía se pueden establecer, Figura 5.4 y Tabla 5.5:

1. Cuando se separan las cordilleras ^{dorsales} por ejemplo la cordillera medio Atlántica cae paralela al continente, ellas producen cuencas oceánicas más amplias y profundas y así se convierten en barreras a las especies marinas superficiales y organismos terrestres, Figura 5.4a.
2. Fallas de transformación, por ejemplo la falla de San Andrés y la falla de California que corren paralelamente a la margen del continente, están también usualmente asociadas a barreras de aguas profundas, Figura 5.4b.
3. Las zonas de subducción, por ejemplo la fosa Chile-Perú, paralela y buzando hacia el continente forman barreras de aguas profundas, Figura 5.4c.
4. Zonas de subducción buzando fuera del continente, por ejemplo la zona de subducción que corre de Burma a New Hebrides, puede tener arcos de islas que ayudan a quebrar las barreras, Figura 5.4d.
5. Los volcanes de mitad de placa, por ejemplo las islas Hawaianas ayudan al quebramiento de las barreras de aguas profundas, Figura 5.4e.
6. Zonas de subducción, separación de cordilleras y arcos de islas asociados, formando grandes ángulos con el continente, por ejemplo las islas Aleutianas, pueden producir sendas de migración quebrando las barreras, Figura 5.4f.

Hallan 1973 (en Boggs 1994), propuso la distribución de tres patrones de cambio en la distribución faunística con el tiempo, relacionados a movimientos de placas.

Convergencia. Se refiere al fenómeno por el cual el grado de semejanza de faunas en diferentes regiones incrementa a medida que pasa el tiempo.

Divergencia. Se refiere al proceso inverso, o sea que el grado de semejanza entre las faunas disminuye a medida que pasa el tiempo.

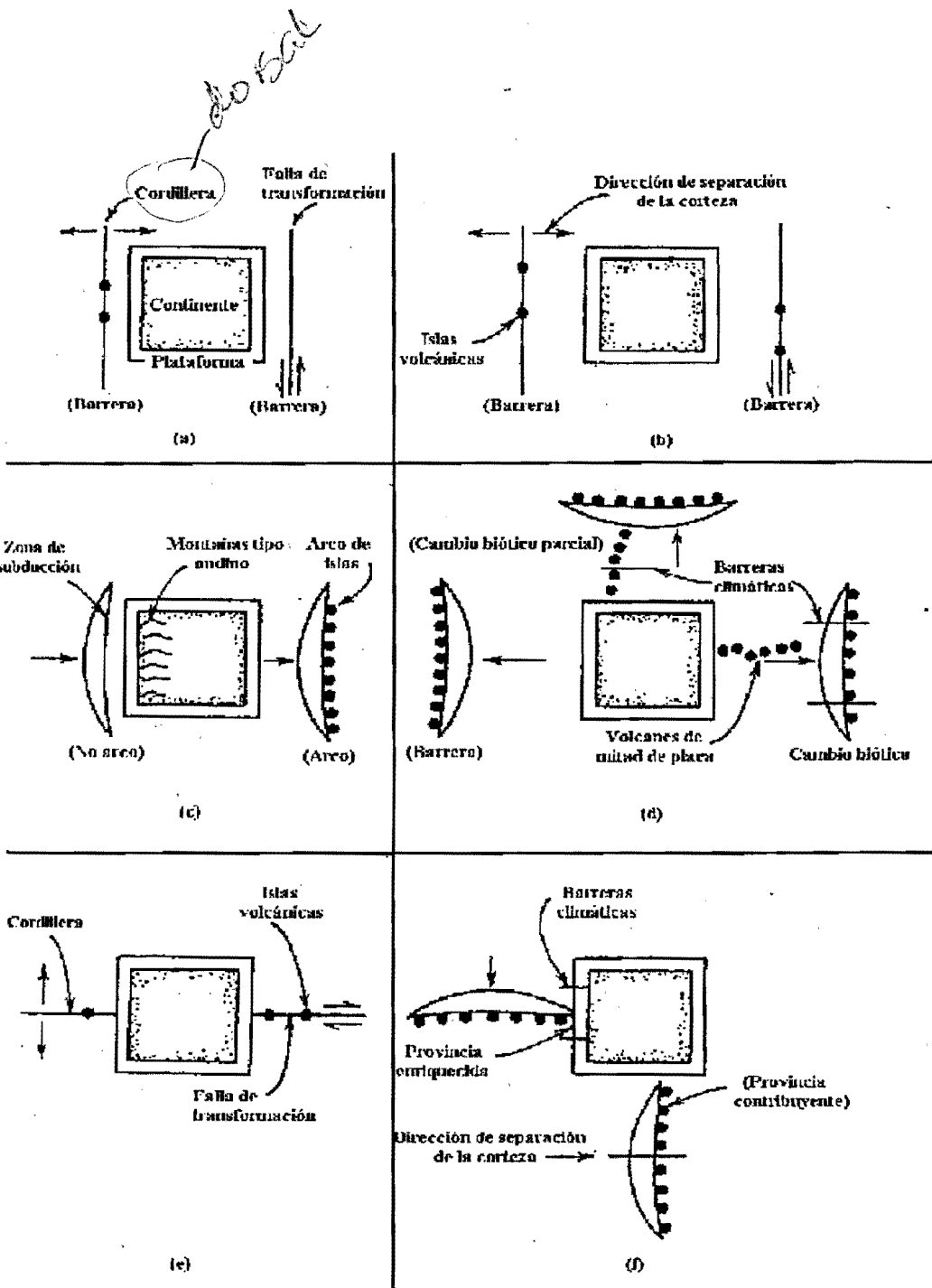


Figura 5.4. Ilustración esquemática de la relación entre placas de la corteza y continentes y como ellas pueden afectar la distribución de los organismos. La Tabla 5.5 muestra las implicaciones biogeográficas para la plataforma continental para cada caso (después de Valentine J. W, 1971). Modificado de Boggs 1994.

Tabla 5.5. La relación de las placas de la corteza a los márgenes continentales (figura 5.4) y el efecto de esta relación sobre la biogeografía. Modificado de Boggs 1994.

Relación de geometría	Carácter del margen	Distancia	Implicaciones biogeográficas para la plataforma continental	Fig. 4
Paralela	Ridge ^V de transform.	Cerca	Barreras pero con empobrecimiento provincial acampadas en islas aisladas	A
		Lejos	Barrera	B
	Zona de subducción	Cerca	Barrera si es totalmente marginal sin islas de arco; fuente de rica vida y ruta de dispersión en arco presentes	C
		Lejos	No afecta a menos que la región intermedia este conectada por volcanes de mitad de placa, entonces es la fuente de rica vida y ruta de dispersión si no intervienen las barreras climáticas	D
Alto ángulo	Ridge de transform.	Cerca	Poco efecto con empobrecimiento provincial acampadas en islas aisladas	E
		Lejos	No hay casos	
	Zona de subducción	Cerca	Plataforma N-S, arco E-W: el sistema de arco es una fuente de rica vida para provincias locales. Plataforma E-W, arco N-S: provincias proximales de sistemas de arco son una fuente de rica vida para toda la plataforma	F
		Lejos	No hay casos	

La tabla 5.6 enumera varios ejemplos de este fenómeno, incluyendo ejemplos de vertebrados no marinos e invertebrados marinos. Note de esta tabla que los movimientos de tectónica de placas que causan el cierre de las cuencas oceánicas, han tendido a producir convergencia de organismos bentónicos de aguas superficiales. Contrariamente diferentes provincias faunísticas sobre cualquiera de los dos lados de un amplio océano, se juntan gradualmente al cierre de los océanos que intervienen entre los continentes contiguos, eventualmente produciendo una simple provincia faunística.

La apertura de los océanos ha producido comúnmente divergencia. Hallan también identifica un tercer patrón biogeográfico, el cual denomina complementariedad, es el cambio de distribuciones de organismos contiguos marinos y terrestres que ocurren cuando un grupo exhibe convergencia y el otro divergencia. La creación de una conexión terrestre entre dos áreas previamente aisladas del continente permiten la convergencia de las faunas terrestres, mientras que al mismo tiempo la conexión

terrestre crea una barrera a los organismos marinos que causan divergencia como resultado de una ^{aislamiento} aislación genética.

5.4.6. Otras barreras

Otras barreras menos importantes que la temperatura y la geografía también ayudan a definir los límites de provincias biogeográficas. Así por ejemplo: Las diferencias en salinidad constituyen un importante límite entre las provincias marinas y de agua dulce.

Las corrientes ayudan en la dispersión de especies planctónicas y las larvas de especies bentónicas, pero ellas ayudan también en algunas partes del océano a mantener los gradientes de temperatura que crean las barreras a la dispersión. Así las corrientes pueden actuar como barrera o ayudar a la dispersión.

Tabla 5.6. Correlación de los eventos de tectónica de placas y los cambios en los patrones de distribución faunística

Evento de tectónica de placas	Convergencia	Divergencia
Cierre del Proto-Atlántico (Ordoviciano, Siluriano)	Trilobites, graptolites, corales, braquiopodos, conodontes, anaspids ^o y telodontes de los dos continentes flanqueando el Proto-Atlántico	?
Cierre de los Urales hacia el mar	Vertebrados continentales Post-Pérmicos de Eurasia	
Apertura del Atlántico (Cretáceo, Terciario)		Bivalvos Cretáceos y foraminíferos bentónicos del caribe y el mediterráneo; amonites del Cretáceo Superior de los Estados Unidos y Europa W; -N de Africa; mamíferos del Post-Mioceno Inferior de Norte América y Europa; mamíferos Terciarios de Africa y Sur América
Apertura del océano Indico (Cretáceo)		Bivalvos de Africa oriental y shelses Indios
Cierre del Tethys (Cretáceo Tardío) (Terciario medio)	¿Amonites de Eurasia y Africa-Arabia, mamíferos de Eurasia y Africa	Moluscos, foraminíferos, etc. del océano Indico y el Mediterráneo-Atlántico.

5.5. EFECTOS COMBINADOS DE LA DISTRIBUCIÓN DE LOS ORGANISMOS EN EL TIEMPO Y EN EL ESPACIO

Eicher 1976 (en Boggs 1994) anota que los registros ambientales y temporales son importantes para la interpretación de la historia geológica, donde lo temporal se relaciona a variaciones con el tiempo. Si los organismos a través del tiempo geológico se han dispersado a lo amplio del mundo y no se han confinado a provincias y ambientes biogeográficos específicos, la correlación a lo amplio del mundo de estratos con base en los fósiles se podría facilitar en gran medida, asumiendo que los cambios evolutivos han sido simultáneos y a lo amplio del mundo. Bajo esas condiciones, los fósiles podrían proporcionar poca o ninguna ayuda al trabajar ambientes depositacionales antiguos porque más o menos los mismos organismos podrían haber vivido en todos los ambientes. Contrariamente, si los organismos estuvieron distribuidos en provincias biogeográficas como las de hoy, pero la evolución orgánica nunca ocurrió, podríamos ser capaces de interpretar el ambiente antiguo local con gran certeza porque las rocas sedimentarias antiguas contendrían las mismas especies que los de los ambientes modernos. Esas especies no serían de ningún valor en correlación y la explicación de las cronologías locales debido a las mismas especies habrían existido a través del tiempo geológico.

El registro fósil real refleja el hecho que la segregación en provincias biogeográficas y la evolución orgánica se presentan. Debido a la evolución orgánica, somos capaces de correlacionar estratos de una edad dada de un área a otra y trabajar la cronología relativa de estratos en un área dada. Debido a que muchos organismos estuvieron confinados a provincias biogeográficas en el pasado, no podemos siempre correlacionar estratos equivalentes en tiempo de diferentes ambientes porque los organismos que existieron en diferentes provincias biogeográficas durante el mismo periodo de tiempo fueron diferentes. Así, la correlación entre provincias biogeográficas es difícil, y comúnmente no es posible hacer correlaciones a lo amplio del mundo. De otro lado, debido a que diferentes grupos de organismos estuvieron confinados a diferentes provincias y diferentes ambientes, la provincialidad de los organismos antiguos proporciona una invaluable herramienta para la interpretación de ambientes sedimentarios antiguos.

La provincialidad de los organismos crea problemas especiales desde el punto de vista de la determinación de la extensión estratigráfica vertical total de una especie. Unas especies pueden existir en una provincia por largos periodos de tiempo antes de introducir una barrera y dispersarse en una provincia cercana. Después de la migración en la nueva provincia, las especies pueden morir en la vieja provincia

mientras continúan prosperando por algún tiempo en la nueva región. Además la extensión vertical local de una especie en una provincia dada, algunas veces llamada la zona teil, puede ser mucho más corta que la extensión total de las especies a una escala global. Los paleontólogos deben ser extremadamente cuidadosos acerca de reconocer esta posibilidad cuando usan fósiles para correlaciones de tiempo. Este problema se demuestra en la figura 4.5, la cual ilustra algunos de los factores que pueden afectar la extensión de las especies. Este diagrama muestra que la extensión de una especie es afectada por los cambios evolutivos y por la presencia de barreras que pueden regular los tiempos de migración dentro de la primera aparición en la provincia cercana.

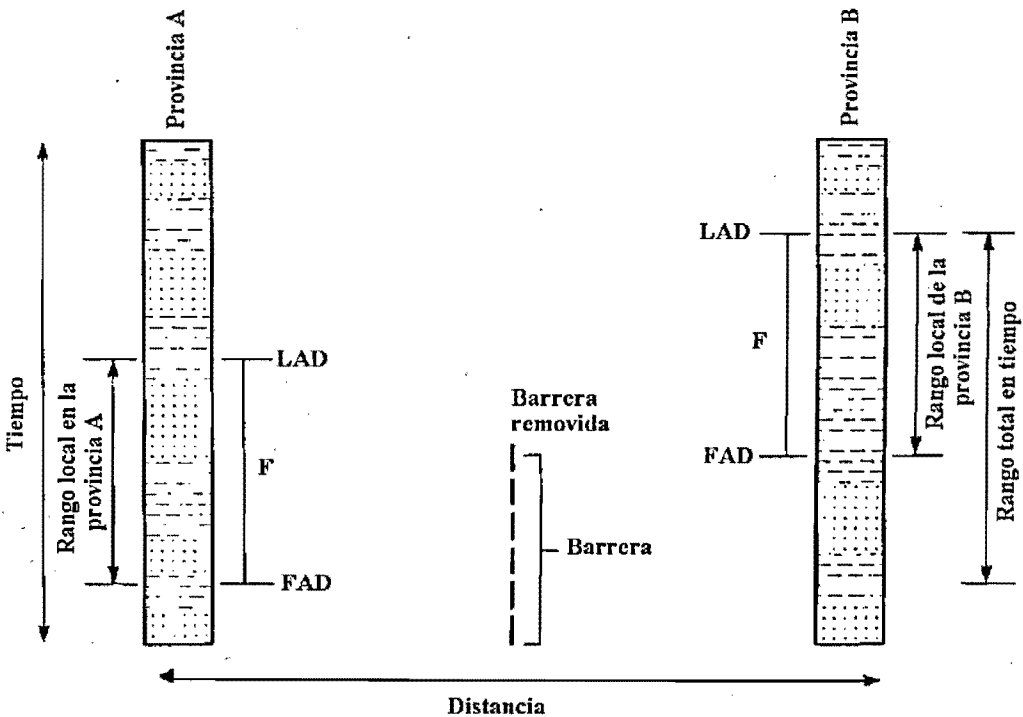


Figura 5.5. Diagrama ilustrando la diferencia en la extensión local y total de una especie hipotética F. La especie F aparece primero en la provincia A y es restringida a la provincia A por una barrera. Mas tarde la remoción de la barrera permite la migración a la provincia B, donde la especie persiste por un tiempo después de que esta ha muerto en la Provincia A. FAD = Nivel de la primera aparición; LAD = Nivel de la última aparición. Modificado de Boggs 1994.

5.6. BIOCORRELACIÓN

Las unidades bioestratigráficas son unidades estratigráficas objetivas observables identificadas con base en su contenido fósil, por lo tanto se pueden trazar y aparear de una localidad a otra tal como se traza una unidad litoestratigráfica. Por ejemplo las zonas de conjunto y las zonas de abundancia pueden atravesar las líneas de tiempo (diacrónicas) cuando se trazan lateralmente. De otro lado, las zonas de intervalo, particularmente las definidas por la primera aparición de taxa producen líneas de correlación que coinciden en general con las líneas de tiempo. Las unidades bioestratigráficas se pueden correlacionar independiente de su significado en el tiempo usando los mismos principios empleados en correlación de unidades litoestratigráficas (apareando por identidad y posición en la secuencia estratigráfica).

5.6.1. Correlación por zonas de Conjunto

Las zonas de conjunto, se basan en agrupamientos distintivos de tres o más taxa sin registro de sus límites de extensión. Se definen por diferentes sucesiones de faunas o floras y ellas se suceden cada una a la otra en la sección estratigráfica sin vacíos o traslapes. Las zonas de conjunto tienen particular significado como indicadores de ambiente, las cuales pueden variar en gran medida regionalmente. Además ellas tienden a ser de mayor valor en correlaciones locales. No obstante, algunas zonas de conjunto que se basan con conjuntos planctónicos marinos se pueden usar para correlación en áreas mucho más amplias. El principio de correlación por zonas de conjunto se ilustra gráficamente en la figura 5.6.

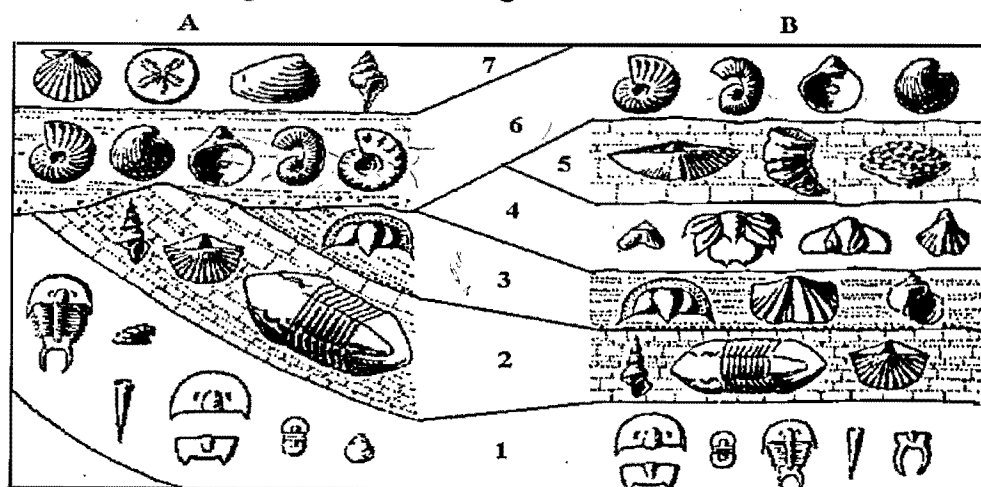


Figura 5.6. Diagrama general que ilustra el principio de correlación por zonas de conjunto (Moore et al. 1952). Modificado de Boggs 1994.

Shaw 1964 (en Boggs 1994) anota que los límites entre zonas de conjunto son inherentemente borrosos debido a que los límites arriba y debajo de esta zona serán zonas de transición en las cuales la parte del conjunto fósil característico estará perdido debido a que este aún no ha aparecido o ya se ha desvanecido. Además hay límites prácticos para la exactitud que se pueden obtener por correlaciones con zonas de conjunto. Parte del problema en la correlación por zonas de conjunto radica en el hecho que el número de taxa fósil que un bioestratigrafo debe trabajar es tan grande que es difícil visualmente asimilar los datos y dibujar límites de zonas significantes (Figura 5.7). Para resolver este problema los primeros trabajadores tendieron a reducir el número de taxa cuya distribución sería estudiada, o ellos trataron de hacer muestras compuestas. Una solución más reciente a este problema es aplicar las técnicas de análisis estadístico multivariado para reconocer y delinear las zonas de conjunto. Esas técnicas cuantitativas proporcionan unas bases estadísticas racionales para delinear zonas con base en gran número de taxa sin tener en cuenta la decisión del bioestratigrafo. Detalles de esas técnicas multivariadas se dan en Hazel 1977, Brower 1981 y Gradstein et al, 1985 (en Boggs. 1994).

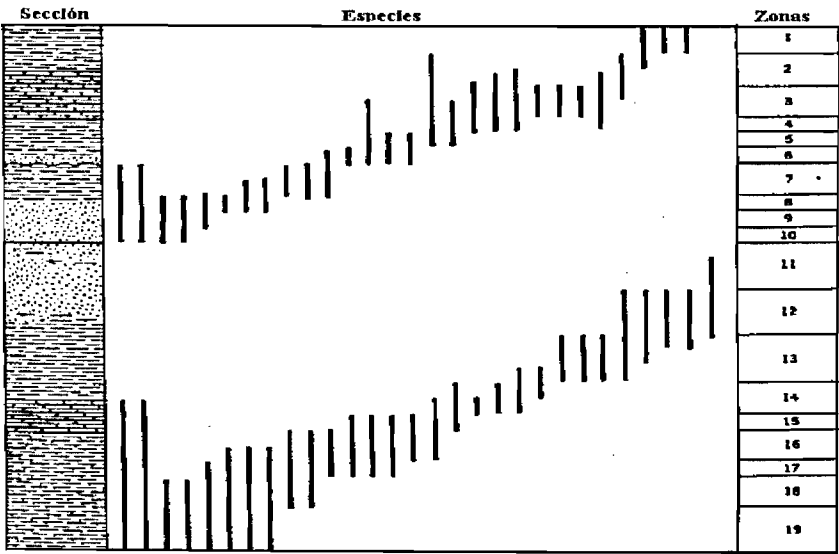


Figura 5.7. Sección estratigráfica hipotética ilustrando el gran número de taxa fósiles que pueden involucrarse en la correlación por zonas de conjunto. Las líneas negras verticales representan las extensiones compuestas de las especies halladas en varias secciones locales. La columna de la derecha muestra una interpretación que podría dibujarse de los datos de esos fósiles (desde Hazel, J. E., 1977). Modificado de Boggs 1994.

5.6.2. Correlación por Zonas de Abundancia

Las zonas de abundancia ó zonas acme, se definen por la máxima abundancia de una o más especies, géneros u otros taxones antes que por la extensión del taxón. Representan un tiempo o tiempos cuando un taxón particular estuvo en el máximo de su desarrollo con respecto al número de individuos. Algunos bioestratígrafos previamente usaron las zonas de abundancia para correlación estratigráfica del tiempo bajo la premisa que hay un tiempo en la historia de cada taxón cuando este llega a su máxima abundancia y que este pico de abundancia ocurre en todas partes al mismo tiempo. La opinión prevaleciente entre los bioestratígrafos es que muchas zonas de abundancia son inciertas y no satisfactorias para correlación estratigráfica del tiempo. Esta opinión se basa en el hecho aparente que no todas las especies obtienen una máxima abundancia, o que si ellas lo hacen, este pico no es necesariamente registrado por los estratos de especímenes abundantes. Además, los picos de abundancia que se registran en el registro estratigráfico se pueden relacionar a condiciones ecológicas locales favorables que pueden ocurrir a diferentes tiempos en diferentes áreas y que pueden persistir en un área mucho más tiempo que en otra. La máxima abundancia puede así representar ambientes locales esporádicamente favorables, ambientes repentinamente desfavorables que causan mortalidad en masa, o concentración mecánica de las conchas de organismos después de muertos. Algunos de los problemas de correlación por zonas de abundancia se ilustran en la figura 5.8. En resumen, las zonas de abundancia se pueden usar para correlación bioestratigráfica, pero no proporcionan un medio real de correlación estratigráfica del tiempo. Aunque se usan algunas veces para correlación local dentro de provincias, los bioestratígrafos usualmente prefieren la correlación con base en zonas de conjunto o en zonas de intervalo.

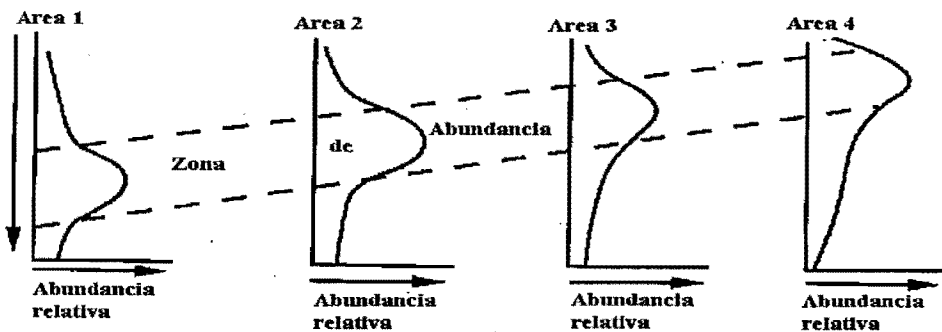


Figura 5.8. Diagrama esquemático ilustrando porque la correlación por zonas de abundancia (acme) no puede producir una correlación real de tiempo. Las mismas especies pueden obtener su máxima abundancia en diferentes tiempos en diferentes localidades. La edad de los estratos incrementa hacia abajo; la abundancia relativa incrementa a la derecha. Modificado de Boggs 1994.

5.6.3. Cronocorrelación por fósiles

La correlación cronoestratigráfica es el apareamiento de unidades estratigráficas con base en la equivalencia en tiempo. El establecimiento de la equivalencia en tiempo de estratos es la espina dorsal de la estratigrafía global y se considera por muchos estratígrafos el más importante tipo de correlación. Los métodos para establecer correlación estratigráfica del tiempo caen en dos amplias categorías: biológica y físico/química. Como se mencionó, la correlación estratigráfica del tiempo por métodos biológicos se basa principalmente en el uso de las zonas de extensión concurrente y otras zonas de intervalo. Los métodos biológicos también incluyen tratamiento estadístico de datos de zonas de extensión y correlación por zonas de abundancia biogeográficas, las cuales son eventos biológicos relacionados a fluctuaciones del clima. Una variedad de métodos físicos y químicos están disponibles para correlación cronoestratigráfica y se discutirán más adelante. La discusión de biocorrelación que sigue representa una introducción muy general de este aspecto. Para un tratamiento más profundo de biocorrelación, ver a Gradstein et al. 1985 y Guex 1991 (en Boggs 1994).

5.6.4. Correlación por Zonas de Intervalo biológicas

Las zonas de intervalo son biozonas que constituyen los estratos que caen dentro del más alto o la menor ocurrencia de taxa. Se reconocen varias zonas de intervalo, incluyendo esas formadas por rangos traslapantes de taxa.

1. El intervalo entre la primera y la última aparición de un simple taxón (zona de extensión de un taxón).
2. El intervalo entre la primera aparición o la última aparición de dos taxa diferentes
3. El intervalo entre la primera aparición de un taxón y la última aparición de otro.
4. Intervalo definido por las zonas de extensión traslapantes (zona de extensión concurrente).

Esas diferentes zonas de intervalo tienen variados grados de utilidad en la correlación estratigráfica del tiempo como se describe a continuación.

1. Zonas de extensión de taxón. Puede ser muy útil para correlación de tiempo si el taxa en el cual se basa tiene muy corta extensión estratigráfica. Son de poco valor si la extensión de los taxa es a través de todo el período geológico o varios periodos. La correlación por zona de extensión de taxón con frecuencia se refiere a correlación por fósil índice. Se considera fósiles índice a esos taxones que tienen muy corta extensión estratigráfica, fueron geográficamente

estratigráfico y son fácilmente identificables. Desafortunadamente, el término fósil índice también se ha usado de otras maneras y puede tener otra connotación. Además, este es menos confuso cuando se habla de correlación basada en todo la extensión de un taxón para referirse a este simplemente como correlación por zona de extensión (Taxón). La correlación por zona de extensión de taxón se ilustra en la Zona 1 de la figura 5.9.

2. Otras zonas de intervalo. Cuando las zonas de extensión de un taxón individual son muy largas y la correlación por zonas de extensión de taxón no es adecuada, la correlación a escala mucho más fina es posible al usar otros tipos de zonas de intervalo. Por ejemplo las zonas de intervalo definidas por la primera aparición (estratigráficamente más baja) de dos taxa, son de particular utilidad en correlaciones estratigráficas de tiempo porque ellas se basan sobre los cambios evolutivos, a lo largo de linajes filéticos, que tienden a ocurrir muy rápidamente. Así, el intervalo entre la primera aparición documentada de dos taxa puede representar un muy corto espacio de tiempo, y la edad del estrato en este intervalo puede ser aproximadamente sincrónica a través de su extensión. Las zonas de intervalo definidas por la última aparición de un taxón (estratigráficamente más alta) comúnmente se considera que tienen menos significado en el tiempo que las que se basan en la primera aparición porque las extinciones de taxa comúnmente no ocurren con la misma prontitud que la nueva aparición de las especies a través de la evolución filética.

La figura 5.9 ilustra algunos de los diferentes métodos que se pueden usar para correlacionar entre dos secciones estratigráficas con base en las zonas de intervalo. Note de esta ilustración que las zonas de intervalo que se pueden identificar porque representan mucho menor espacio de tiempo que las zonas de extensión de muchos taxa individuales. La correlación se puede hacer también entre secciones estratigráficas simplemente con base en la primera o la última aparición de taxa específicas sin correlacionar entre zonas. En otras palabras, una línea de correlación se puede dibujar desde la posición estratigráfica representada por la primera aparición de un taxón particular, al mismo taxón en otra sección estratigráfica. Similarmente, la correlación se puede hacer entre la última aparición de un taxón dado en secciones estratigráficas diferentes.

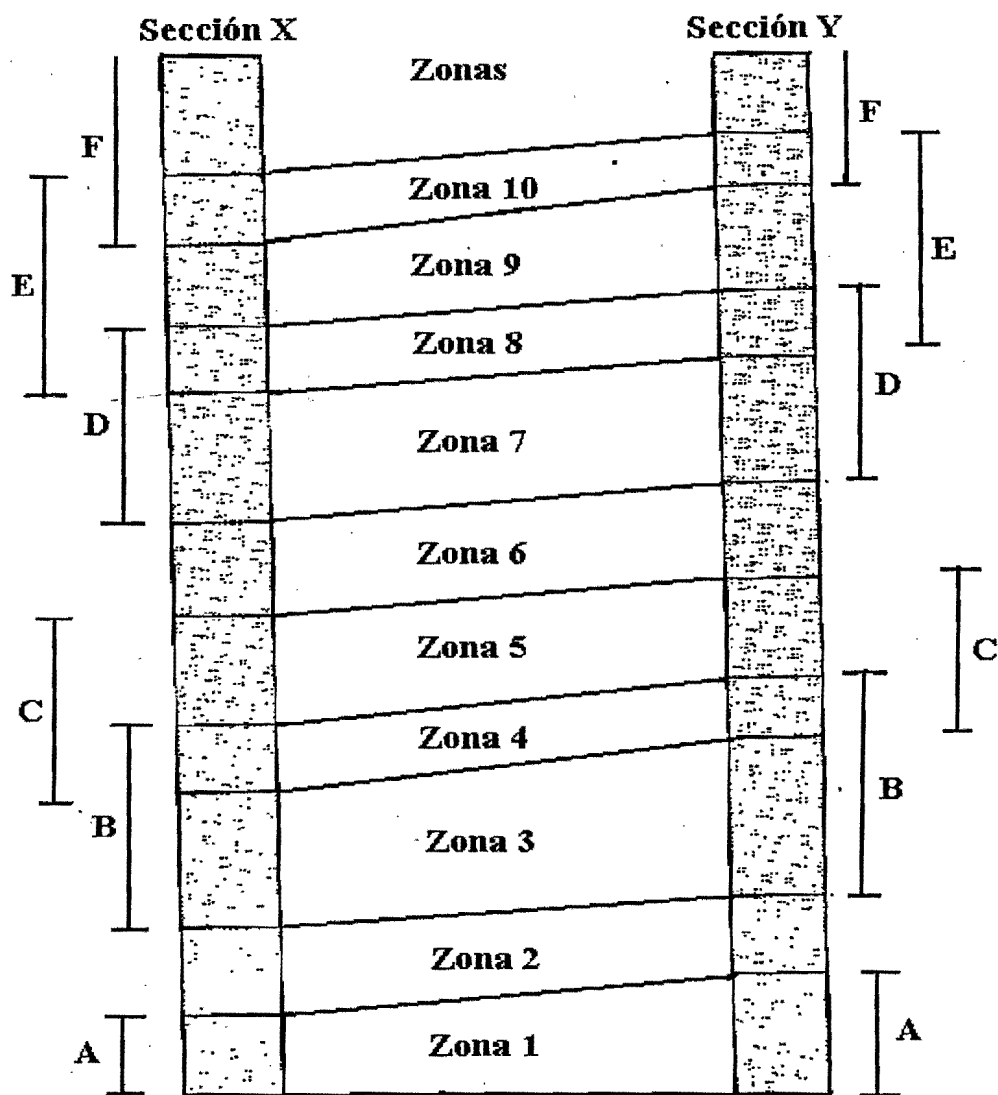


Figura 5.9. Correlación entre dos secciones hipotéticas con base en zona de intervalo. Note que varios tipos de zonas de intervalo se usan aquí para correlación. Por ejemplo, la Zona 1 se define por la extensión vertical total de la especie A; la Zona 2 es una zona de intervalo definida por la última aparición de la especie A y por la primera aparición de la especie B; la Zona 4 se forma por las extensiones traslapantes de las especies B y C. Modificado de Boggs 1994.

5.6.5. Método Gráfico de Correlación por Zonas de Extensión (Método de Shaw, en Boggs 1994)

Aunque las zonas de intervalo se pueden usar para definir unidades de estratos depositadas durante períodos de tiempo relativamente cortos, no necesariamente producen correlaciones estratigráficas de tiempo precisas. Los organismos pueden migrar lateralmente y aparecen en otras áreas un poco tiempo más tarde que sus verdaderas primeras apariciones (figura 5.5), o pueden migrar fuera del área local antes de su extinción final en todas partes. Esas variables de comportamiento hacen que los límites entre las zonas de intervalo inherentemente sean confusos. El límite exacto entre biozonas nunca puede conocerse porque tales límites se determinan empíricamente. Además coleccionar en una nueva área siempre alberga la posibilidad de extensión de la extensión conocida de especies o taxa previamente definidas, porque pueden haber aparecido más temprano o haber persistido más tiempo en la nueva área que en las áreas originalmente definidas. Una manera de minimizar el problema de confusión de los límites zonales es tratar los datos de la extensión estadísticamente, utilizando la primera y la última aparición de todas las especies presentes en una sección estratigráfica antes que las extensiones de una o dos especies. A. B. Shaw en 1964 (en Boggs 1994) fue el primero en proponer un método gráfico para establecer las equivalencias en tiempo de estratos en dos secciones estratigráficas al graficar la primera y última aparición de todas las especies en una sección contra la primera y la última aparición de la misma especie en otra sección. Este método se usa ahora ampliamente por los estratígrafos para correlación estratigráfica detallada de tiempo entre secciones estratigráficas locales.

El método de Shaw, como posteriormente fue elaborado por Miller 1977 (en Boggs 1994), incluye primero la selección de una simple sección estratigráfica como una sección de referencia a la cual otras secciones se pueden comparar y correlacionar. Esta sección de referencia debería ser la sección más espesa disponible, debería estar libre de fallamientos u otras complicaciones estructurales, y debería contener un gran y variado contenido fósil. La sección de referencia se mide y se muestrea tan completamente como sea posible, y la primera y última aparición de todas las especies son documentadas en términos de sus posiciones en la sección estratigráfica encima de un punto de referencia escogido arbitrariamente, eso es, un número de metros arriba de la base de la sección medida. Las extensiones de las especies registradas por la primera y última aparición en esta sección de referencia local no serían la verdadera extensión (total) para todas las especies; este hecho no indica que no se puedan usar para ayudar a establecer correlación. Luego se escoge una segunda sección estratigráfica para compararse

con la sección de referencia y la primera y última aparición de la misma especie, y o cualquier otra especie, se determinan en esta sección.

A partir de tales secciones estratigráficas (figura 5.10), se construye un gráfico en el cual la distancia encima de la base de la sección de referencia, sección A se indica sobre el eje horizontal y la distancia encima de la base de la segunda sección medida, sección B, se grafica sobre el eje vertical (figura 5.11). La primera y la última aparición de cada especie en la sección de referencia se grafica contra la primera y última aparición de la misma especie en la segunda sección medida. En la Figura 5.10, por ejemplo, la primera aparición de la especie 1 en la sección de referencia A a 93 m encima de la base de la sección y en la sección B medida a cerca de 47 m encima de la base. Un simple punto se puede plotear sobre la gráfica para representar esos valores. Similarmente, puntos adicionales son ploteados para representar la primera y última aparición de todas las especies en las

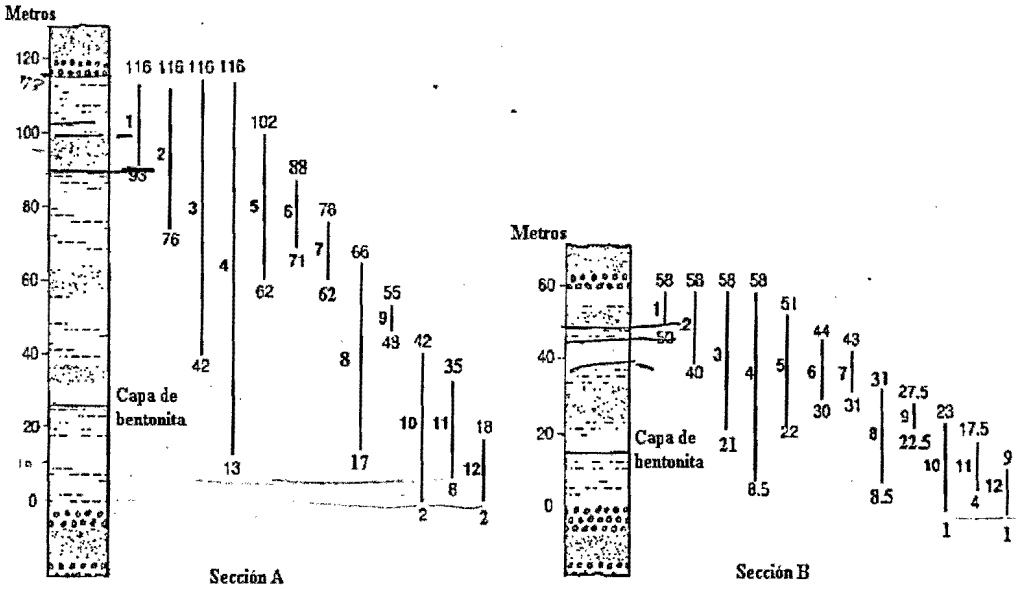


Figura 5.10. Dos secciones estratigráficas con extensiones de especies fósiles (especies hasta 12) graficadas en metros arriba de la base de la sección. Las secciones A y B contienen fósiles idénticos con idénticos espacios de tiempo. La sección B representa solamente la mitad de la tasa de acumulación de sedimentos. El Uso de esas extensiones fósiles en el método gráfico de correlación de AB Shaw (1964) se ilustra en la figura 5.11. Modificado de Boggs 1994.

dos secciones. Este procedimiento produce una serie de puntos que tienden a agruparse alrededor de una línea recta (Figura 5.11). Esta línea se puede dibujar visualmente para producir la línea de mejor ajuste, o esta se puede dibujar por el uso de métodos estadísticos de regresión. Las coordenadas X y Y de cualquier punto sobre esta línea proporciona una correlación estratigráfica de tiempo precisa entre las dos secciones. En la Figura 5.11, por ejemplo, la capa a 60 m en la sección A correlaciona con la capa a 30 m en la sección B, y la capa a 100 m en la sección A correlaciona con la capa de 49 m en la sección B.

La primera y última aparición de las especies representadas por puntos que plotearon bien de la línea de mejor ajuste en la figura 5.11 indican especies que aparecen y desaparecen de la sección A a tiempos claramente diferentes a los de la sección B. Por cierto tales especies son ambientalmente controladas (facies dependientes), o su migración entre las secciones A y B fueron impedidas por barreras biogeográficas causando que ellas aparezcan en las dos secciones a diferentes tiempos.

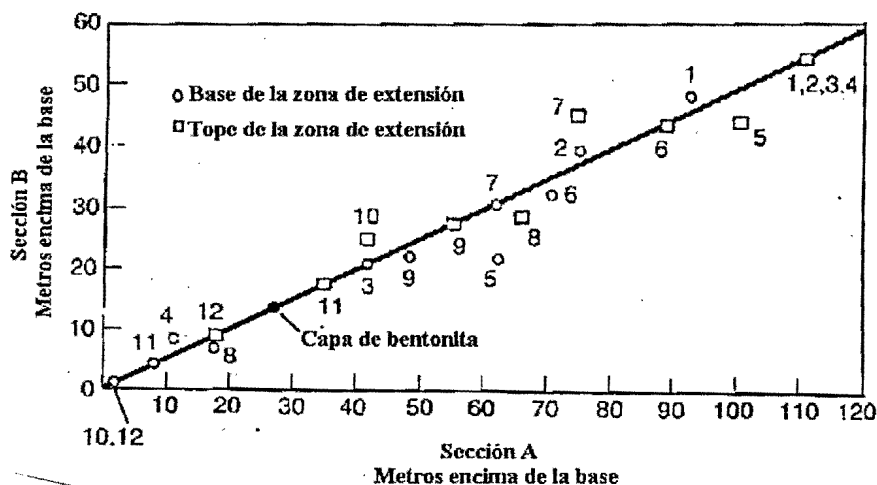


Figura 5.11. Ilustración del método de correlación gráfico de A.B. Shaw 1964 usando los datos mostrados en la figura 5.10. Modificado de Boggs 1994.

Este método de correlación gráfico puede sacar ventajas de eventos físicos tales como caídas de cenizas, o eventos isotópicos estables que tienen significado estratigráfico del tiempo, para verificar la posición de la línea de mejor ajuste. Por ejemplo, la caída La distribución de organismos invertebrados marinos es controlada

por factores diferentes a los que controlan la distribución de grupos de vertebrados marinos.

Los organismos invertebrados marinos se pueden dividir en tres tipos básicos de acuerdo a su hábitat: Plancton, necton y bentos, Tabla 5.4. El plancton son organismos de tamaño principalmente microscópico que viven suspendidos a profundidades superficiales dentro de la columna de agua y tienen muy débil ó habilidad limitada para dirigir sus propios movimientos; se distribuyen más o menos por la acción de las corrientes y de las olas y pueden ocupar amplias áreas dentro de todos los tipos de ambiente del océano abierto. Debido a que ellos reflejan el hábitat del dominio pelágico y no el ambiente del fondo dentro del cual ellos caen cuando mueren, su presencia en rocas sedimentarias antiguas es de limitado valor en la interpretación ambiental. Algunos organismos planctónicos tales como los graptolites tienen algún valor como indicadores del ambiente del sedimento. Los graptolites fueron muy frágiles para sobrevivir en el ambiente de aguas superficiales de alta energía y por lo tanto se preservan principalmente en las facies de ambientes de aguas quietas. Así ellos constituyen facies fósiles. Los organismos planctónicos son fósiles excepcionalmente útiles para la zonación y correlación bioestratigráfica debido a su amplia distribución.

La de cenizas ocurre sobre amplias áreas geográficas casi instantáneamente. Su presencia en dos secciones estratigráficas constituye un marcador de tiempo preciso (que se puede datar por métodos radiométricos) que proporciona un muy buen punto para la línea de mejor ajuste y debería caer exactamente sobre esta línea.

Además por su utilidad en correlación entre dos secciones estratigráficas, el método de correlación gráfico también proporciona una herramienta útil para evaluar diferencias en tasas de sedimentación entre dos secciones o la presencia de hiatos en una sección. La pendiente de la línea de mejor ajuste indica la tasa relativa de sedimentación entre las áreas. Si un cambio abrupto ocurre en esta pendiente (figura 5.12), este cambio sugiere un incremento o decrecimiento repentino en las tasas de sedimentación en las secciones. El cambio en la pendiente en 75 m en la figura 5.12 por ejemplo, indica un incremento en la tasa de sedimentación en la sección A comparada a la sección B. La presencia de hiatos en la depositación en una sección muestra un segmento de línea horizontal en la curva de mejor ajuste (figura 5.13).

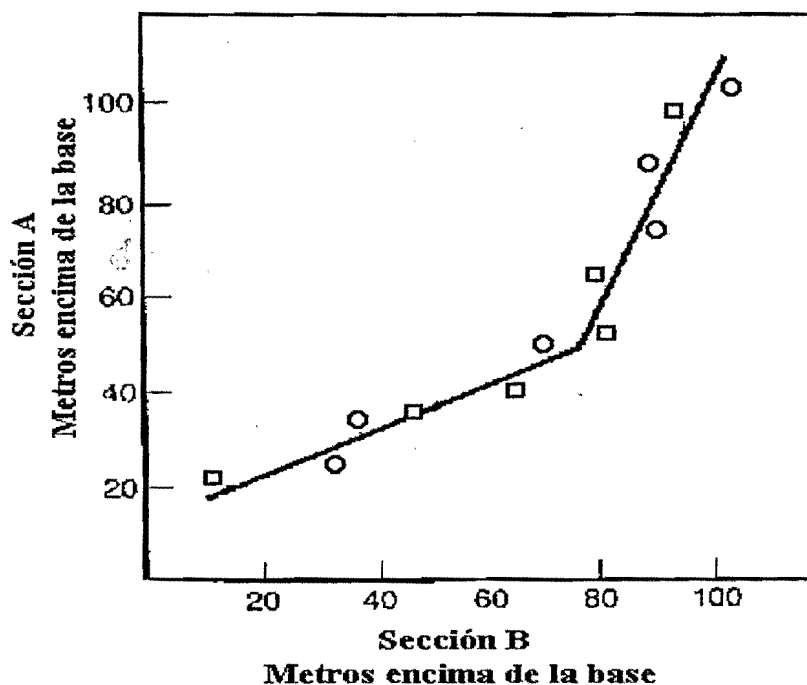


Figura 5.12. Incremento en la tasa de sedimentación en la sección A comparada a la de la sección B mostrada por el quiebre en la línea de correlación determinada por el método de correlación de A.B. Shaw 1964. Modificado de Boggs 1994.

No solamente el método de correlación gráfico se puede usar para correlacionar entre dos secciones locales, sino que también se puede expandir para correlacionar una sección después de otra para compilar lo que Shaw (1964 en Boggs 1994) se refiere a una sección de referencia estándar compuesta que se puede usar para correlaciones estratigráficas de tiempo regional (y posiblemente global). En cualquier sección de referencia escogida para estudio, las extensiones de algunas especies fósiles estarán en su máximo total estratigráfico. Otros fósiles tendrán extensiones incompletas debido a factores ambientales o biogeográficos descritos arriba o a accidentes de preservación. El propósito de crear una sección de referencia estándar compuesta es establecer la extensión estándar compuesta total del taxón al mezclar información de otras secciones correlacionables en la sección de referencia estándar compuesta. Los topes y las bases de las extensiones estratigráficas de cada taxón se ajustan en la sección de referencia estándar compuesta al correlacionar con las otras secciones hasta que se alcance un punto donde los topes han sido ajustados hacia arriba tan altos como ellos ocurren en

cualquier sección correlacionable y las bases hacia abajo tan bajo como ellas ocurren. Esos techos y bases ajustados representan, tan aproximadamente como es posible para determinar, los tiempos de especiación (primera aparición evolutiva de un taxón) y la extinción global (última aparición en todas partes sobre la tierra) del taxón. Una vez se ha determinado la extensión estándar compuesta total de cada taxón y se ha establecido la sección de referencia estándar compuesta, es posible hacer la correlación estratigráfica del tiempo a una escala regional o global.

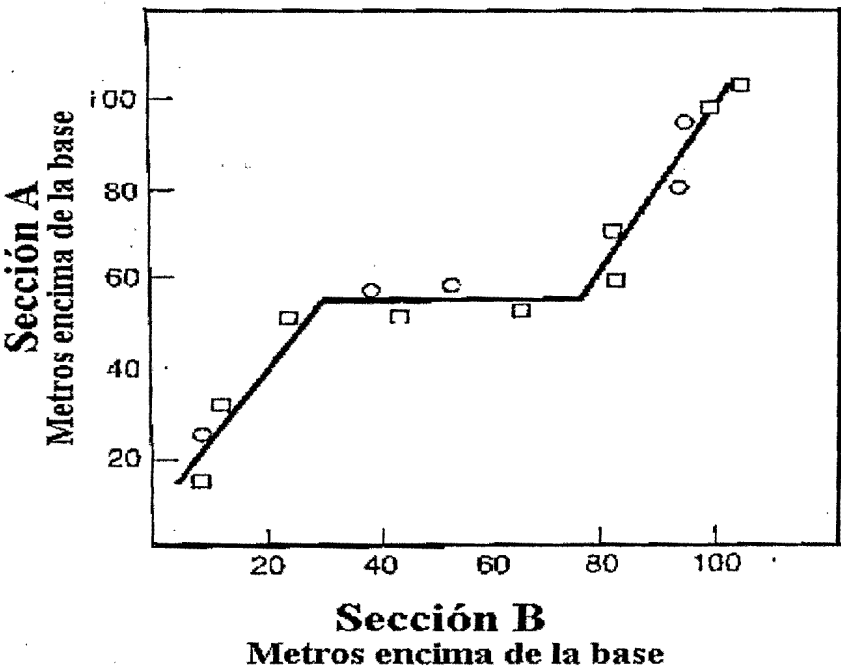


Figura 5.13. Un hiato en la depositación en la sección A se muestra como una línea horizontal en el gráfico de correlación. Modificado de Boggs 1994.

5.6.6. Correlación por Zonas de Abundancia Biogeográficas

Bajo el título de biocorrelación se discutió la correlación por zonas de abundancia fósil (acme) y se anotó que las zonas de abundancia son inciertas para correlación estratigráfica del tiempo porque ellas son afectadas por condiciones ambientales y otros factores que pueden hacer que sean diacrónicas. Una aproximación diferente al uso de zonas de abundancia produce correlaciones que tienen significado en tiempo estratigráfico; esta aproximación es la correlación que se basa en la máxima abundancia de un taxón que resulta de los cambios geográficos de un conjunto fósil ambientalmente sensible (Haq y Worsky, 1982 en Boggs 1994). Debido a diferencias de temperatura relacionadas a la latitud en el océano, algunas especies u

otros taxa están restringidos a provincias biogeográficas que son definidas por la latitud. Así taxa de latitudes bajas son ecológicamente excluidas de latitudes altas y viceversa: cambios en el clima pueden permitir cambios de esos taxa en diferentes provincias biogeográficas. Por ejemplo durante las mayores etapas glaciales los taxa de latitudes altas se pueden expandir en las latitudes bajas y durante las épocas cálidas dentro de las mayores etapas glaciales los taxa de latitudes bajas se pueden expandir en las latitudes más altas. Desde un punto de vista geocronológico la dispersión de ciertas especies planctónicas en respuesta a las mayores fluctuaciones climáticas son esencialmente isocronas.

Los cambios relacionados al clima en taxa platónicos en tiempos específicos proporcionan eventos de abundancia biogeográficos que se pueden correlacionar de un área a otra. En cada núcleo o sección de afloramiento estudiado, se construyen curvas climáticas con base en el porcentaje de taxa de clima cálido ó frío ó abundancia relativa de un taxón particular. Esas curvas luego se pueden usar para identificar episodios de calentamiento y enfriamiento que se pueden correlacionar de una sección a otra. La figura 5.14 construida a partir de este tipo de información, ilustra como los cambios latitudinales climáticamente controlados en conjunto de nanoplancton calcáreo en el Atlántico Norte durante el Mioceno se ha usado para correlación cronoestratigráfica en núcleos de mar profundo.

Una aproximación relacionada a la correlación estratigráfica del tiempo basada en las relaciones de enrollamiento de foraminíferos planctónicos descrita por Eicher 1976 (en Boggs 1994). Las conchas multicámaras de algunos foraminíferos se conoce que se enrollan en una dirección cuando las especies viven en áreas de aguas cálidas y en la dirección opuesta cuando éstas viven en áreas de aguas frías. Por ejemplo, el foraminífero *Globorotalia truncatulinoides*, se enrolla predominantemente a la derecha en aguas cálidas y a la izquierda en aguas frías. La figura 5.15 muestra que durante los tiempos de enfriamiento glacial del océano en el Pleistoceno, las poblaciones de *Globorotalia truncatulinoides* se enrollaron predominantemente hacia la derecha fueron reemplazados en las latitudes medias y bajas por poblaciones que se enrollaron predominantemente hacia la izquierda. Esos cambios en las relaciones de enrollamiento de especies foraminíferas proporcionan un medio de correlación de los cambios en las fluctuaciones climáticas de corto tiempo en el Pleistoceno que son esencialmente sincrónicas a través de al menos una parte de la cuenca oceánica.

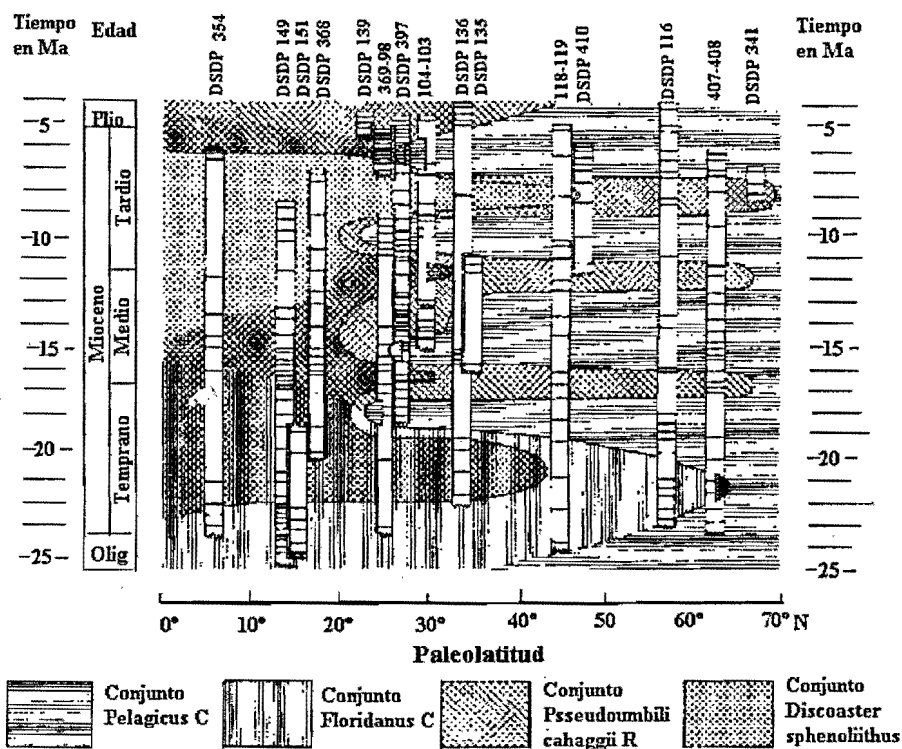
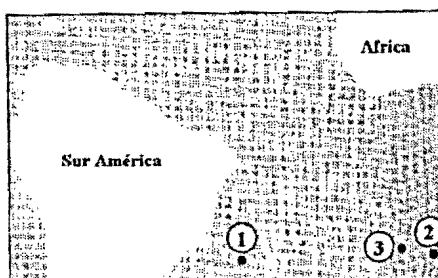
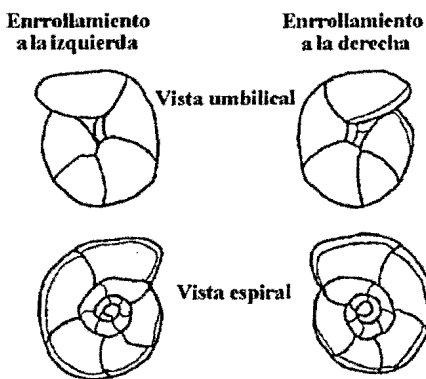
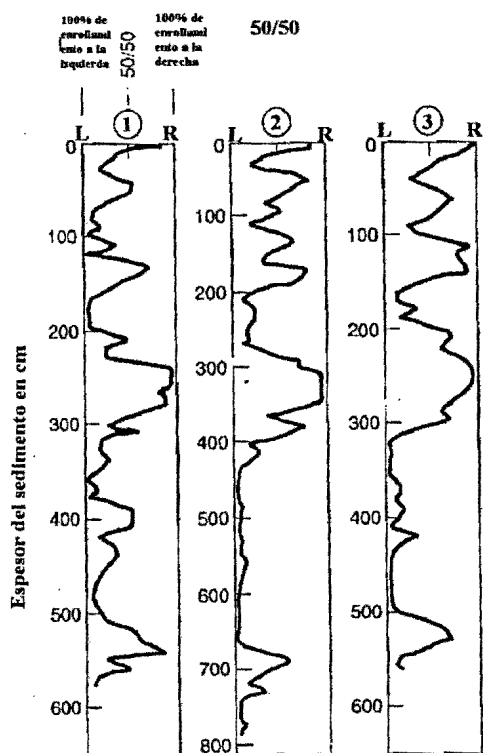


Figura 5.14. Uso de zonas de abundancia biogeográficas como un medio de correlación de tiempo. Ciclos de cambios latitudinales de conjuntos de nanoplancton calcáreo en el océano Atlántico Norte durante el Mioceno se interpretan en respuesta a las mayores fluctuaciones climáticas. Los mayores cambios de conjuntos de latitudes medias relativamente cálidas a latitudes más altas se pueden usar para el refinamiento de la escala biocronológica en las latitudes más altas desde las cuales los taxones marcadores de latitudes bajas normalmente se excluyen. Modificado de Boggs 1994⁵

La mayor desventaja de esos métodos de correlación basados sobre respuestas biológicas a fluctuaciones climáticas es que su uso está restringido principalmente para correlacionar sedimentos depositados durante el Cuaternario y el Terciario Tardío, cuando varios episodios de enfriamiento y calentamiento se presentaron en el océano del mundo. No obstante ellos proporcionan un complemento útil para los métodos de correlación basados en isótopos de oxígeno, los cuales también involucran fluctuaciones climáticas en el Terciario y Cuaternario.



Sitios donde se obtuvieron los tres corazones

Figura 5.15. Correlación por zonas de abundancia biogeográficas basadas en las relaciones de enrollamiento de foraminíferos. La correlación se basa en las relaciones de enrollamiento de Globorotalia truncatulinoides en tres núcleos del Océano Atlántico Sur. El tiempo depositacional representado por los núcleos es cerca de 1.5 millones de años. Modificado de Boggs 1994.

6. UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

Tomado de la versión resumida de la Guía Estratigráfica Internacional, Murphy and Salvador 1999.

6.1. NATURALEZA DE LAS UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

Las unidades bioestratigráficas (biozonas) son cuerpos de estratos que se definen y caracterizan con base en su contenido de fósiles.

Las unidades bioestratigráficas existen solamente donde los rasgos o atributos diagnósticos particulares sobre los cuales se basan se han identificado. Las unidades bioestratigráficas son además unidades objetivas que se basan sobre la identificación de taxones fósiles. Su reconocimiento depende de la identificación de sus atributos definidores o caracterizantes. Las unidades bioestratigráficas se pueden ampliar para incluir más del registro estratigráfico, vertical y geográficamente, cuando se obtienen datos adicionales. Además, como dependen de la práctica taxonómica, los cambios en su base taxonómica puede ampliar o reducir el cuerpo de estratos incluidos en una unidad bioestratigráfica particular.

Una unidad bioestratigráfica se puede basar en un simple taxón, en combinación de taxones, en abundancia relativa, en rasgos geomorfológicos especificados, o en variaciones en cualquiera de muchos otros rasgos relacionados al contenido y distribución de fósiles en los estratos. El mismo intervalo de estratos se puede zonar diferentemente dependiendo del criterio diagnóstico o el grupo de fósiles escogidos. Así, puede haber varias clases de unidades bioestratigráficas en el mismo intervalo de estratos que pueden tener vacíos o traslapes entre ellos en sus rangos horizontal y vertical.

Las unidades bioestratigráficas se distinguen de otras clases de unidades estratigráficas en que los restos fósiles de organismos muestran cambios evolutivos a través del tiempo geológico que no se repiten en el registro estratigráfico. Esto hace los conjuntos de fósiles de cualquier edad distintivos de cualquier otro.

6.1.1. Los fósiles

Valor de los fósiles. Los fósiles fueron una vez organismos vivientes y como tales son indicadores sensitivos de ambientes, patrones de sedimentación y sus distribuciones pasadas. Además, debido a lo irreversible de la evolución, los fósiles son muy útiles en el trabajo de determinar las edades relativas del origen de los estratos sedimentarios.

Conjunto de fósiles. Cuatro clases de intervalos se hallan en las rocas sedimentarias: Estratos sin fósiles; estratos que contienen organismos que vivieron y fueron enterrados en el área (biocenosis); estratos que contienen organismos que vivieron en alguna parte y fueron traídos al área después de muertos (tanatocenosis); y estratos que contienen organismos transportados vivos desde su ambiente normal. Esas se pueden mezclar o interestratificar en cualquier proporción. Todas las categorías de estratos que contienen fósiles pueden ser la base de la zonación biostratigráfica. Los intervalos a los que les falta fósiles identificables o que no tienen fósiles no se usan para la clasificación bioestratigráfica.

Fósiles retrabajados. Fósiles de rocas de una edad que se han erodado, transportado, y redepositado en sedimentos de edad más joven. Debido a la diferencia de su significado con respecto a la edad y el ambiente, se deberían tratar aparte de los que se consideran nativos.

Fósiles introducidos o infiltrados. Los fósiles introducidos en rocas más viejas o más jóvenes por fluidos, a través de la actividad de animales o cavidades de raíces, o por diques o diapiros sedimentarios. Se deberían diferenciar de los fósiles nativos en la zonación bioestratigráfica.

Efectos de la condensación estratigráfica

Tasas extremadamente bajas de sedimentación pueden hacer que los fósiles de diferentes edades y diferentes ambientes se encuentren mezclados o muy íntimamente asociados en un intervalo estratigráfico muy delgado, aun en una simple capa.

6.2. DEFINICIONES

6.2.1. Bioestratigrafía

El elemento de la estratigrafía que tiene que ver con la distribución de fósiles en el registro estratigráfico y la organización de los estratos en unidades con base en su contenido de fósiles.

6.2.2. Clasificación bioestratigráfica

La subdivisión y organización sistemática de la sección estratigráfica en unidades nombradas con base en su contenido de fósiles.

6.2.3. Zona bioestratigráfica (biozona)

Un término general para cualquier clase de unidad bioestratigráfica prescindiendo del espesor o la extensión geográfica. Después del uso inicial de un término formal tal como la biozona de extensión de taxón *Globigerina brevis*, una versión simplificada de la nomenclatura formal se puede usar, por ejemplo: zona *Globigerina brevis*. Las biozonas varían mucho en el espesor, extensión geográfica y espacio de tiempo que representan.

6.2.4. Horizonte bioestratigráfico (biohorizonte)

Un límite estratigráfico, superficie o interface a través del cual hay un cambio importante en el carácter bioestratigráfico. Un biohorizonte no tiene espesor y no se debería usar para describir unidades estratigráficas muy delgadas que son especialmente distintivas.

6.2.6. Sub-biozona (subzona)

Una subdivisión de una biozona

6.2.6. Super-biozona (superzona)

Un agrupamiento de dos o más biozonas con atributos bioestratigráficos relacionados.

6.2.7. Zónula

El uso de éste término esta descontinuado. Esta ha recibido diferentes significados y ahora generalmente se usa como una subdivisión de una biozona o una subbiozona.

6.2.8. Intervalo estéril

Intervalo estratigráfico sin fósiles comunes en la sección estratigráfica.

6.3. CLASES DE UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

General

Cinco clases de biozonas se usan comúnmente: Zonas de extensión, zonas de intervalo, zonas de conjunto, zonas de abundancia, y zonas de linaje. Esos tipos de

biozonas no tienen significado jerárquico, y no se basan sobre criterios mutuamente exclusivos. Un simple intervalo estratigráfico se puede dividir independientemente en zonas de extensión, zonas de intervalo etc., dependiendo de los rasgos bioestratigráficos escogidos.

6.3.1. Zona de extensión

El cuerpo de estratos que representan el rango estratigráfico y geográfico conocido de ocurrencia de un taxón particular o una combinación de dos taxa de cualquier rango.

Hay dos tipos principales de zonas de extensión: Zona de extensión de taxón y zona de extensión concurrente.

6.3.2. Zona de extensión de taxón. Figura 6.1.

Definición. El cuerpo de estratos que representa el rango conocido de ocurrencia estratigráfica y geográfica de especímenes de un taxón particular. Esta es la suma de la ocurrencia documentada en todas las secciones individuales y localidades desde las cuales el taxón particular se ha identificado.

Secciones estratigráficas

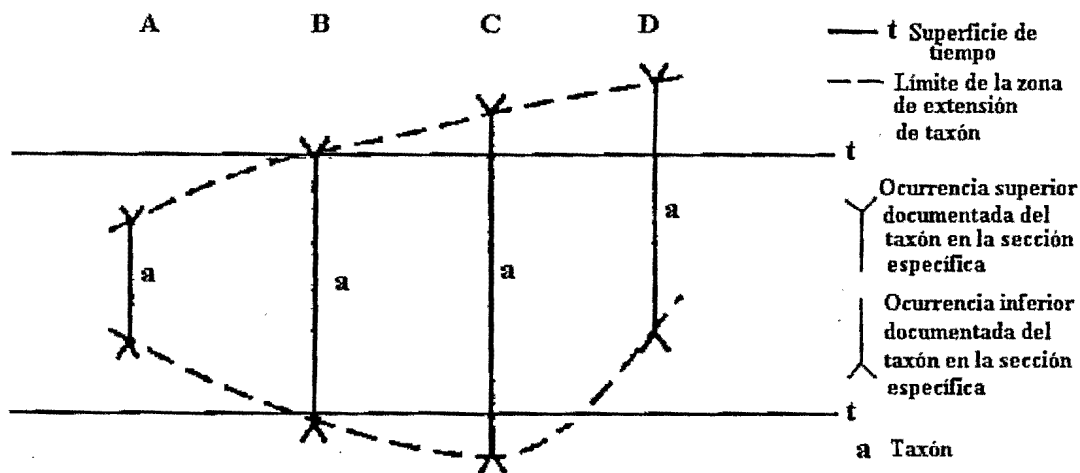


Figura 6.1. Zona de extensión de taxón. Los límites inferior, superior y lateral de esta zona se determinan por el rango de ocurrencia del taxón a. Modificado de Murphy and Salvador 1999.

Límites. Los límites de una zona de extensión de taxón son los biorizontes que marcan los límites más externos de ocurrencia conocida en cada sección local de especímenes cuyo rango se representa por la zona. Los límites de la zona de

extensión de taxón en cualquier sección son los horizontes de más baja y más alta ocurrencia estratigráfica del taxón específico en esa sección.

Nombre. La zona de extensión de taxón se le da el nombre del taxón cuya extensión este expresa.

Rango local de una taxón. El rango local de un taxón se puede especificar en alguna sección, área, o región local, tan lejos como el contexto sea claro.

6.3.3. Zona de extensión concurrente. Figura 6. 2

Definición. El cuerpo de estratos que incluye las partes sobrelapantes de las zonas de extensión de dos taxones especificados. Este tipo de zona puede incluir taxones adicionales a los especificados como elementos caracterizantes de la zona, pero solamente dos taxones se usan para definir los límites de la zona.

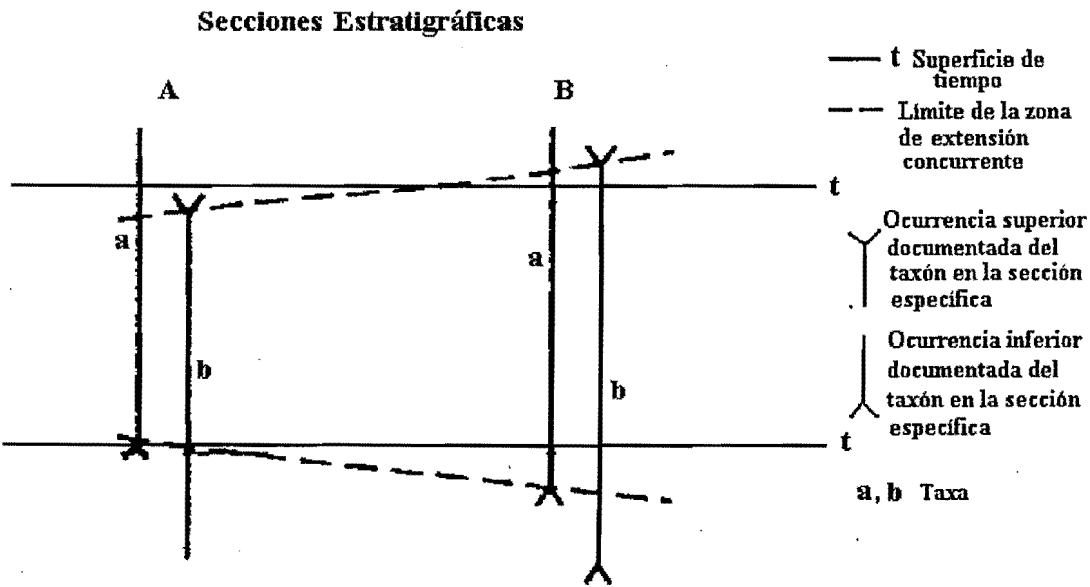


Figura 6.2. Zona de extensión concurrente. Los límites inferior, superior y lateral de esta zona se determinan por el rango de ocurrencia concurrente del taxa a y b. Modificado de Murphy and Salvador 1999.

Límites. Los límites de una zona de extensión concurrente se definen en cualquier sección estratigráfica particular por la ocurrencia estratigráfica más baja del rango más alto de los dos taxones y la ocurrencia estratigráfica más alta de los rangos inferiores de los dos taxa definidores.

Nombre. Una zona de extensión concurrente se nombra a partir de los dos taxa que definen y caracterizan la biozona por su concurrencia.

6.3.4. Zona de intervalo. Figura 6.3 y 6.4

Definición. El cuerpo de estratos fosilíferos entre dos biohorizontes especificados. Tal zona no es en si misma necesariamente la zona de extensión de un taxon o concurrencia de un taxa; esta se define e identifica solamente con base en sus biohorizontes limitantes, Figura 3.

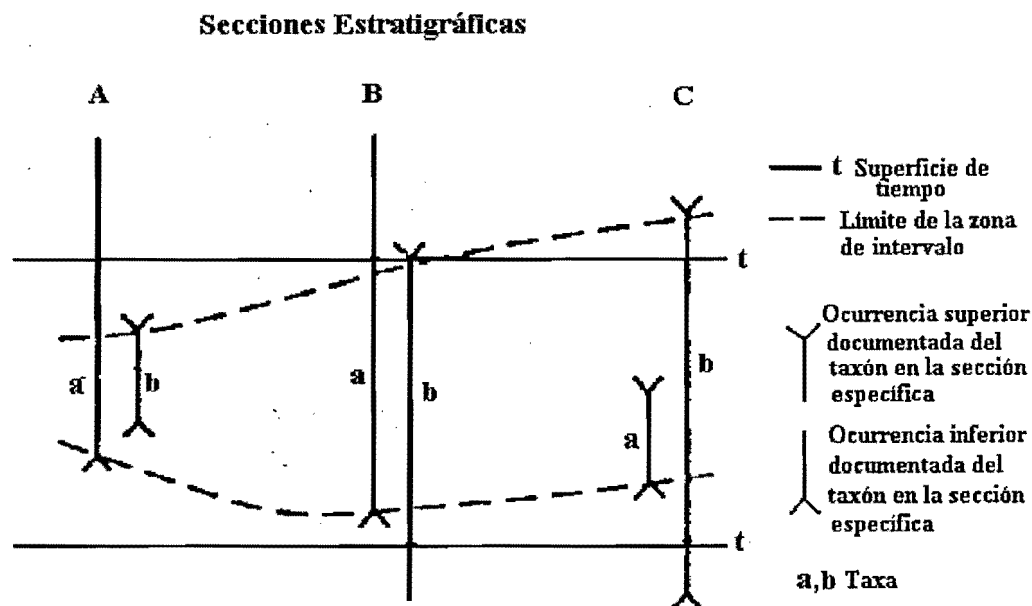


Figura 6.3. Zona de intervalo. En este ejemplo, el límite inferior de la zona es la ocurrencia conocida más baja del taxón a y el límite superior es la más alta ocurrencia conocida del taxón b. La zona se extiende lateralmente tan lejos como ambos de los biohorizontes definitorios se pueden reconocer. Modificado de Murphy and Salvador 1999.

En trabajo estratigráfico del subsuelo, donde la sección es penetrada desde el tope hasta el fondo y la identificación paleontológica se hace generalmente a partir de rípios de perforación, con frecuencia contaminados por la recirculación de sedimentos previamente perforados y materiales desprendidos de las paredes del hoyo perforado, las zonas de intervalo definidas como la sección estratigráfica comprendida entre la ocurrencia más alta conocida (primera ocurrencia hacia abajo) de dos taxa especificados es particularmente útil, Figura 4. Este tipo de zona de intervalo se ha denominado “última zona de ocurrencia” pero preferiblemente se debería llamar “zona de ocurrencia más alta”.

Las zonas de intervalo definidas como la sección estratigráfica comprendida entre la ocurrencia más baja de dos taxa específicos (“zona de ocurrencia más baja”) son también útiles, preferiblemente en trabajo en superficie.

Limites. Los límites de una zona de intervalo se definen por la ocurrencia de las biohorizontes seleccionados para su definición.

Nombre. Los nombres que se les dan a las zonas de intervalo se pueden derivar de los nombres de los horizontes limitantes, el nombre del límite basal que precede al del límite superior; por ejemplo Zona de intervalo *Globigerinoides sicamus-Orbulina suturalis*. En la definición de la zona de intervalo, es deseable especificar el criterio por la selección de los biohorizontes limitantes, ejemplo. Ocurrencia más baja, ocurrencia más alta etc. Un método alternativo es usar el nombre de un simple taxón para nombrar la zona. El taxón debería ser un componente usual de la zona, aunque no necesariamente confinada a esta.

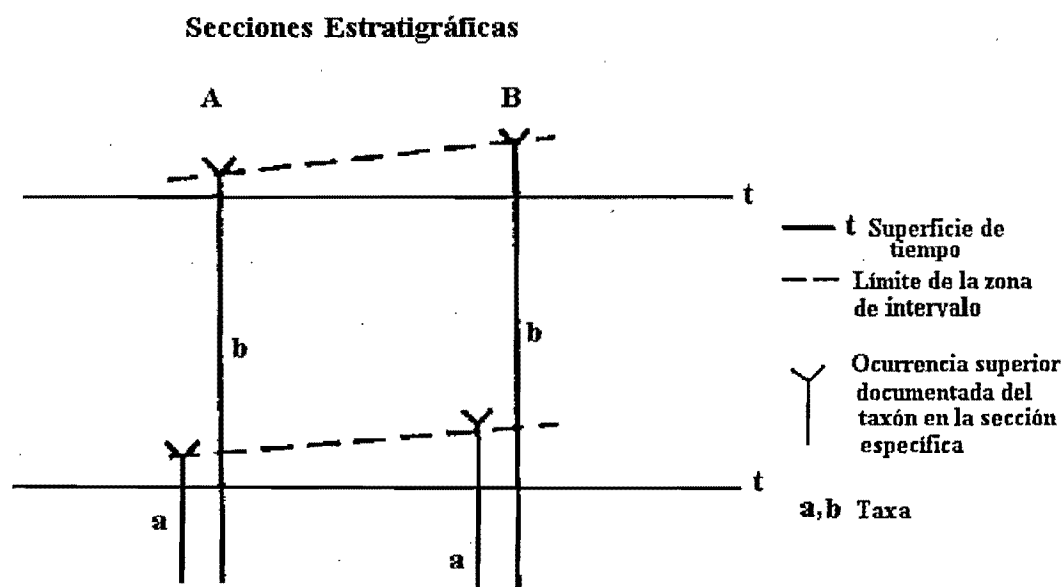


Figura 6.4. Zona de intervalo (zona de ocurrencia más alta). Esta clase de zona interna es muy útil en trabajos del subsuelo. Modificado de Murphy and Salvador 1999.

6.3.6. Zona de linaje. Figura 6.6

Las zonas de linaje se discuten como una categoría separada porque requieren para su definición y reconocimiento no solamente la identificación de taxa específico sino la seguridad de que el taxón escogido para su definición represente segmentos sucesivos de un linaje evolutivo.

Definición. El cuerpo de estratos que contienen especímenes que representan un segmento específico de un linaje evolutivo. Este puede representar todo el rango de un taxón dentro de un linaje, Figura 6A o solamente esa parte del rango del taxón debajo de la aparición de un taxón descendente, Figura 6B.

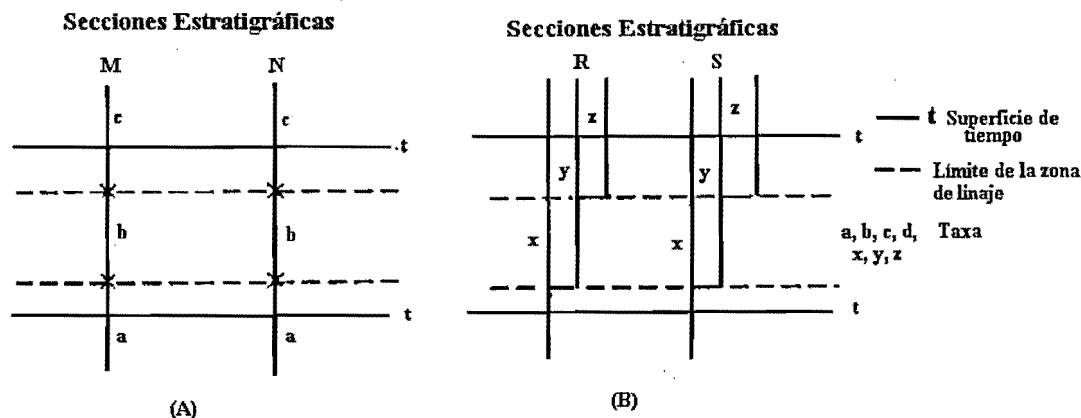


Figura 6.6. Ejemplos de zonas de linaje. En A la zona de linaje representa todo el rango del taxón (b), desde la más alta ocurrencia de su antecesor, taxona (a), a la ocurrencia del más bajo de su descendiente, taxón (c). En B la zona de linaje representa esa parte del rango del taxón (y) entre su ocurrencia más baja y la ocurrencia más baja de su descendiente, taxón (z). Modificado de Murphy and Salvador 1999.

Los límites de las zonas de linaje se aproximan a los límites de las unidades cronoestratigráficas. Sin embargo, una zona de linaje difiere de una unidad cronoestratigráfica en ser restringida, a la distribución espacial actual de los fósiles como lo son todas las unidades bioestratigráficas.

Las zonas de linaje son los medios más confiables de correlación relativa del tiempo por el uso del método bioestratigráfico.

Límites. Los límites de una zona de linaje se determinan por los biohorizontes que representan la ocurrencia más baja de elementos sucesivos del linaje evolutivo en consideración.

Nombre. La zona de linaje se nombra por el taxón en el linaje cuyo rango o rango parcial este representa.

6.3.6. Zona de conjunto. Figura 6.6

Definición. El cuerpo de estratos que se caracterizan por un conjunto de tres o más taxas fósiles que tomados juntos, se distinguen en carácter bioestratigráfico de los estratos adyacentes.

Límites. Los límites de una zona de conjunto se dibujan marcando en los biohorizontes los límites de ocurrencia del conjunto especificado, eso es característico de la unidad. No todos los miembros del conjunto necesitan ocurrir para que una sección sea asignada a una zona de conjunto, y el rango total de cualquiera de esos constituyentes se pueden extender más allá de los límites de la zona.

Nombre. El nombre de una zona de conjunto se deriva del nombre de uno de los constituyentes prominentes y diagnósticos del conjunto de fósiles.

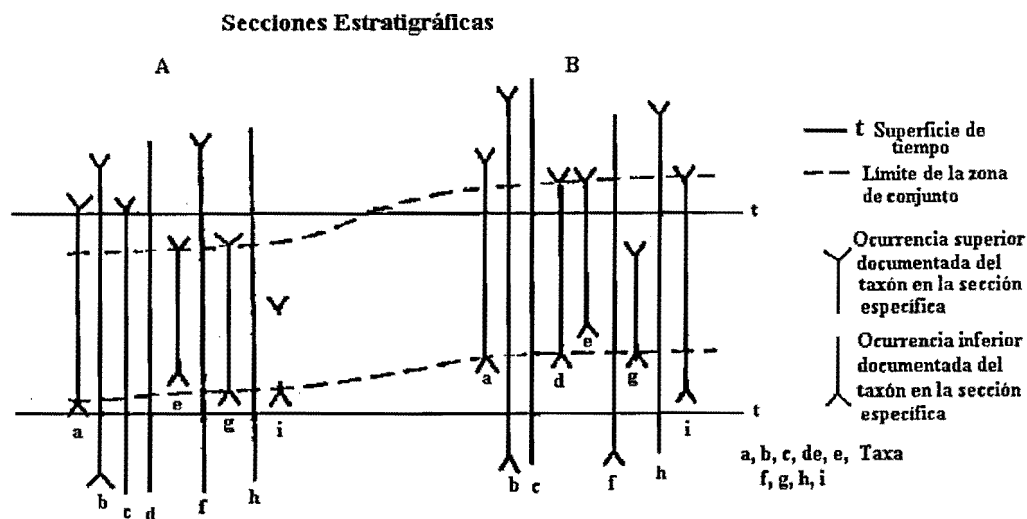


Figura 6.6. Zona de conjunto. En este ejemplo, el conjunto diagnóstico de la zona incluye nueve taxa con diversos rangos estratigráficos. Para que esta zona de conjunto sea útil, es necesario proporcionar alguna descripción explícita de sus límites: por ejemplo, el límite más inferior se puede decir que se coloca en la ocurrencia más inferior de los taxones a y g y el límite superior en la ocurrencia más alta del taxón e. Muchos de los taxa del conjunto característico de la zona deberían sin embargo, estar presentes. Modificado de Murphy and Salvador 1999.

6.3.7. Zona de abundancia. Figura 6.7

Definición. El cuerpo de estratos en los cuales la abundancia de un taxón particular o grupo específico de taxones es significativamente mayor que lo usual en las partes adyacentes de la sección.

La abundancia inusual de un taxón o taxa en el registro estratigráfico puede deberse a diferentes procesos que son de extensión local, pero se pueden repetir en distintos lugares en diferentes tiempos. Por esta razón, la manera segura de identificar una zona de abundancia es trazarla lateralmente.

Límites. Los límites de una zona de abundancia se definen por los biohorizontes a través de los cuales hay notable cambio en la abundancia del taxón especificado o las taxas que caracterizan la zona.

Nombre. La zona de abundancia toma su nombre del taxón o taxa que representa la mayor abundancia.

Secciones Estratigráficas

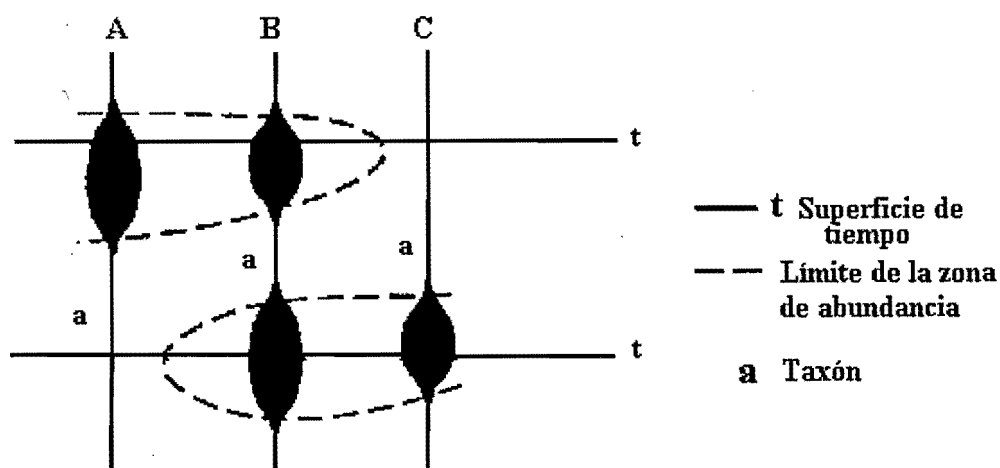


Figura 6.7. Zona de abundancia. Modificado de Murphy and Salvador 1999.

6.4. Jerarquía de las unidades Biostratigráficas

Las diferentes clases de unidades bioestratigráficas descritas anteriormente no representan diferentes rangos de una jerarquía bioestratigráfica, excepto en el caso de subzonas y superzonas, donde el prefijo indica la posición en una jerarquía.

Con respecto a las zonas de extensión de taxón, no hay necesidad de darle jerarquía de términos de biozona porque los sistemas jerárquicos de la taxonomía biológica se extienden también a esas unidades bioestratigráficas en el sentido que las zonas de extensión de una especie es subsidiaria de la zona de extensión del género al cual este pertenece, y así sucesivamente.

6.6. PROCEDIMIENTOS PARA ESTABLECER UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

Se recomienda que la definición o caracterización de una unidad bioestratigráfica incluya la designación de uno o más secciones de referencia específicas que demuestren el contexto estratigráfico del taxón o taxa diagnóstico de la unidad.

Para más detalles ver el capítulo de procedimientos para establecer unidades estratigráficas.

6.6. PROCEDIMIENTOS PARA EXTENDER UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS (CORRELACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA)

Las unidades bioestratigráficas se extienden desde las áreas donde ellas se definieron o desde sus secciones de referencia por correlación bioestratigráfica, la cual es el establecimiento de correspondencia en carácter y posición bioestratigráfica entre secciones o afloramientos geográficamente separados con base en su contenido fósil. La correlación bioestratigráfica no es necesariamente correlación de tiempo. Estas se pueden aproximar a la correlación de tiempo, o la identificación de las mismas biofacies, las cuales pueden ser diacrónicas.

6.7. NOMBRE DE LAS UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

El nombre formal de una unidad bioestratigráfica se debería formar de los nombres de uno, o no más que dos fósiles combinado con el término apropiado para la clase de unidad en cuestión. La función de un nombre es proporcionar una designación única para la biozona. Así, cualquier taxón en las características de conjunto de una biozona puede servir como dador del nombre si este no ha sido ya empleado.

La escritura de los nombres de fósiles para unidades estratigráficas se deberían guiar por las reglas dadas en la nomenclatura zoológica del código internacional o la nomenclatura botánica del código internacional. La letra inicial del término de la unidad (Biozona, Zona, Zona de Conjunto) se debería colocar en mayúsculas también como los nombres genéricos; la letra inicial del epíteto debería ser en letras minúsculas; los nombres taxonómicos de género y especie se deberían escribir en letras itálicas, por ejemplo Zona de Extensión *Exus albus*.

El nombre del taxón escogido para designar una biozona debería incluir todo el nombre del taxón. Así, *Exus albus* es correcto. Después de la primera mención, el nombre se puede abreviar de cualquier manera consistente con claridad.

La codificación de las zonas bioestratigráficas por letras o números o combinación de ambos se ha vuelto una práctica común. Si se usa consistentemente y adecuadamente tal designación de códigos puede ser extremadamente útil. Si son amplios, generalmente indican la secuencia y posiciones relativas de las zonas, y facilitan la comunicación entre los bioestratígrafos, geólogos y otros profesionales. Sin embargo, no se prestan a si mismos para inserciones, combinaciones, borrar u otras modificaciones una vez que la zonación se ha publicado. También, pueden ser una fuente de confusión si más que una zonación de una secuencia particular de estratos emplea las mismas designaciones pero de diferentes maneras. La designación de códigos de unidades bioestratigráficas se debería considerar una nomenclatura informal.

6.8. REVISIÓN DE UNIDADES BIOESTRATIGRÁFICAS

La revisión de las unidades bioestratigráficas honra la prioridad por el respeto a la estabilidad y la precisión en la comunicación. Sin embargo, la primera zonación bioestratigráfica que se describió no es necesariamente la más útil. La revisión o nueva biozonación debería ser claramente definida y/o caracterizada, ser más ampliamente aplicable, ofrecer mayor precisión, y ser más fácilmente identificable.

Los cambios en la nomenclatura de las unidades bioestratigráficas debería estar de acuerdo con los cambios en los nombres de los taxa como se requiere por la nomenclatura zoológica y botánica de los códigos internacionales.

Los nombres de las unidades bioestratigráficas cambiarán automáticamente de acuerdo con los cambios en los alcances de los taxa definidores o caracterizantes. Un nombre de un fósil una vez usado para una biozona no es disponible para que se use en un sentido zonal diferente por un autor posteriormente. Si esto es deseable para continuar el uso de un término taxonómico que no es válido, el término se debería colocar entre comillas, por ejemplo. Zona "*Rotalia*" *beccari*.

7. CRONOESTRATIGRAFÍA

7.1. UNIDADES DE TIEMPO GEOLÓGICO

Son unidades conceptuales antes que materiales o unidades de roca reales, aunque muchas unidades de tiempo geológico se basan en unidades materiales. Se conocen dos tipos de unidades estratigráficas formales que se pueden distinguir por la edad geológica.

1. Unidades que se basan en materiales de referencia.
2. Unidades independientes de materiales de referencia. Figura 7.1.

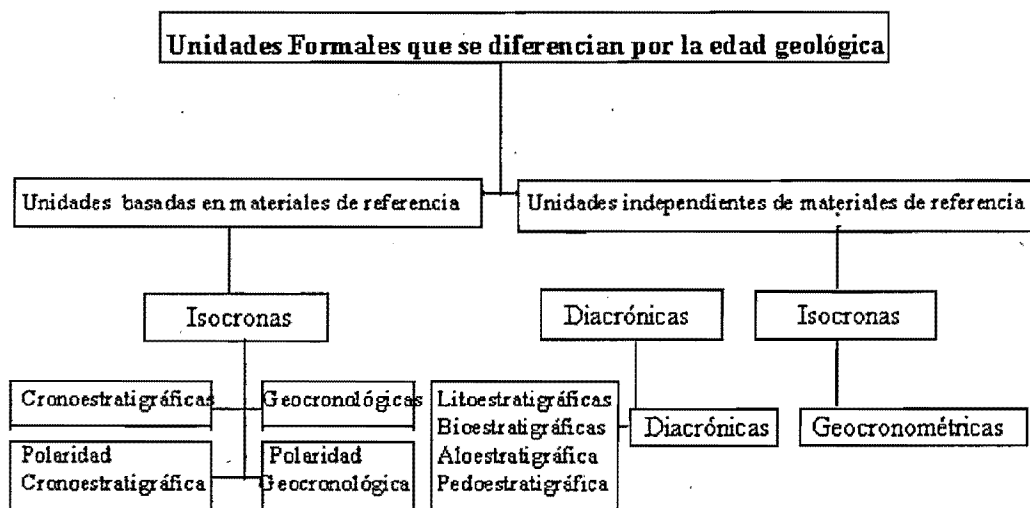


Figura 7.1. Principales tipos de unidades de tiempo geológico y su relación a las clases de unidades de roca de referencia en las cuales se basan. Modificado de Boggs 1994.

Idealmente los cuerpos de roca de referencia para unidades de tiempo geológico son unidades isocronas. Es decir unidades de roca formadas durante el mismo espacio de tiempo y en todas partes limitado por superficies sincrónicas, las cuales son superficies sobre las cuales todos los puntos tienen la misma edad. Aunque todas las unidades del tiempo geológico se han considerado tradicionalmente isocronas, el Código Estratigráfico Norteamericano de 1983 reconoce formalmente ciertos cuerpos de roca

diacrónicos como referentes para unidades de tiempo geológico. Una unidad de tiempo geológico diacrónica es aquella que comprende espacios desiguales de tiempo geológico, representado, por uno o más cuerpos de rocas diacrónicas específicas, eso es una unidad de roca que varía en edad en diferentes áreas y así corta las líneas de tiempo. La cuña de sedimentos que se forma durante ciclos depositacionales transgresivos-regresivos es un ejemplo de cuerpo de roca diacrónica, ver Figura en litoestratigrafía.

7.1.1. Unidades de tiempo isocronas

La Guía Estratigráfica Internacional (Hedberg, 1976) reconoce dos tipos fundamentales de unidades isocronas de tiempo geológico: Unidades cronoestratigráficas y unidades geocronológicas.

- Las unidades cronoestratigráficas, son cuerpos de rocas tangibles que son seleccionadas por geólogos y que sirven como secciones de referencia o material de referencia para todas las rocas formadas durante el mismo intervalo de tiempo.
- Las unidades geocronológicas, por el contrario son divisiones de tiempo que se distinguen teniendo en cuenta el registro de rocas como se expresa por las unidades cronoestratigráficas. Ellas no son en sí mismas unidades estratigráficas.

Las unidades cronoestratigráficas se han comparado a las arenas que fluyen a través de un reloj de arena durante un cierto período de tiempo. Por el contrario, las unidades geocronológicas correspondientes se pueden comparar al intervalo de tiempo durante el cual la arena fluye (Hedberg, 1976). La duración del flujo mide un cierto intervalo de tiempo, tal como una hora, pero la arena misma no puede decirse que tiene una hora.

Unidades Cronoestratigráficas

Es un cuerpo isocrono de roca que sirve como material de referencia para todas las rocas formadas durante el mismo espacio de tiempo. Sus límites se definen en un estratotipo o sección tipo designado con base en las propiedades paleontológicas o físicas de las rocas. Una unidad cronoestratigráfica siempre se basa en algún material de la unidad de referencia o estratotipo, eso es en una sección de roca real. Esta se puede basar en el espacio de tiempo de unidades bioestratigráficas, líticas, de polaridad magnética o cualquier otro rasgo del registro de la roca que abarca un rango de tiempo.

Los límites de las unidades cronoestratigráficas se deberían definir claramente en un estratotipo designado teniendo en cuenta uno o más de esos tipos de unidades. En

principio, las unidades cronoestratigráficas se pueden reconocer y extender a lo amplio del mundo.

Las unidades geocronológicas son divisiones del tiempo que tradicionalmente se distinguen, con base en el registro de roca como se expresa en las unidades cronoestratigráficas. Una unidad geocronológica no es una unidad de roca real, sino que esta corresponde al intervalo de tiempo durante el cual una unidad cronoestratigráfica establecida fue depositada o formada. Así el inicio de la unidad geocronológica corresponde al tiempo de depositación del piso de la unidad cronoestratigráfica sobre la cual se basa y el final de la unidad geocronológica corresponde al tiempo de depositación del techo de la unidad de referencia.

Unidades geocronométricas.

Son divisiones directas del tiempo geológico de una magnitud o escala apropiada. Sus límites se escogen arbitrariamente de edades expresadas en algunos múltiplos convenientes de años.

Las edades geológicas se expresan comúnmente en millones de años (my o Ma), pero también se pueden expresar en millares de años (Ka) o billones de años (Ga).

7.1.2. Unidades de tiempo diacrónicas.

El Código Estratigráfico Norteamericano de 1983 introduce el término Unidad Diacrónica para una unidad estratigráfica que comprende espacios desiguales de tiempo representado por una unidad estratigráfica específica, o conjunto de unidades tales como unidades lito o bioestratigráficas.

El objetivo de establecer unidades diacrónicas como unidades de tiempo geológico formal, es proporcionar:

1. Un medio de comparar los espacios de tiempo representados por unidades estratigráficas con límites diacrónicos en diferentes localidades.
2. Una base para establecer ampliamente en tiempo el inicio y el fin de la depositación de unidades estratigráficas diacrónicas en diferentes sitios.
3. Una base para inferir la tasa de cambio en extensión areal de procesos depositacionales.
4. Un medio de determinar y comparar las tasas y duración de la depositación en diferentes localidades.

5. Un método de comparaciones areales y espaciales de unidades estratigráficas diacrónicas.

Uno o ambos límites de las unidades diacrónicas son de tiempo transgresivo; así la duración y edad de una unidad diacrónica difiere de un lugar a otro. Esta diferencia se ilustra en la Figura 7.2., la cual también representa la relación de unidades diacrónicas a cronoestratigráficas y geocronológicas. Todas las unidades diacrónicas se basan en unidades de referencia diacrónicas de algún tipo.

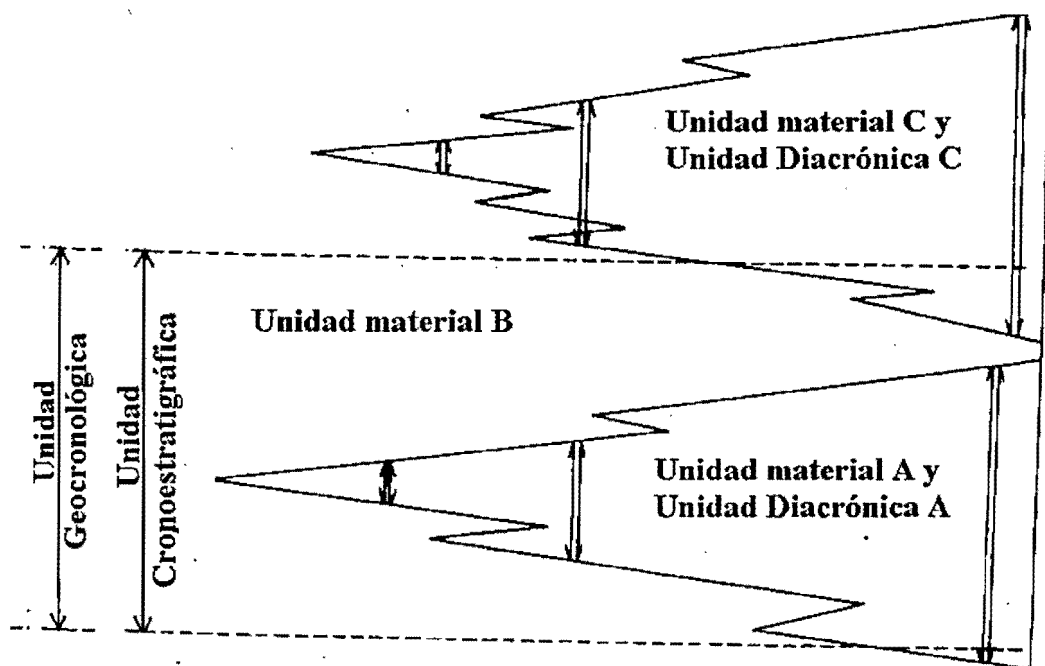


Figura 7.2. Comparación de unidades geocronológicas, cronoestratigráficas y diacrónicas. Modificado de Boggs 1994.

Las unidades de referencia pueden ser una unidad litoestratigráfica, bioestratigráfica, aloestratigráfica, las cuales son cuerpos de rocas sedimentarias estratiformes cartografiables se definen e identifican teniendo en cuenta sus discontinuidades.

Un diacrón es la unidad diacrónica no jerárquica fundamental. Si es necesario jerarquizar las unidades diacrónicas, el código recomienda utilizar los términos Episodio, Fase, Lapso y cline en orden decreciente de rango. El rango de una unidad jerárquica se determina por la extensión de la unidad y no por el espacio de tiempo representado por la unidad en un lugar particular.

El diacrón puede diferir enormemente en magnitud porque ellos son los espacios de tiempo representados por unidades litoestratigráficas, aloestratigráficas, bioestratigráficas y pedoestratigráficas individuales o agrupadas.

Ordenamiento jerárquico permisible, Figura 7.3

Una jerarquía de unidades diacrónicas se puede definir si la resolución de las relaciones espaciales y temporales de las unidades estratigráficas diacrónicas son suficientemente precisas para hacer la jerarquía útil.

Las zonas de intervalo definidas como la sección estratigráfica comprendida entre la ocurrencia más baja de dos taxa específicos ("zona de ocurrencia más baja") son también útiles, preferiblemente en trabajo en superficie.

Limites. Los límites de una zona de intervalo se definen por la ocurrencia de los biohorizontes seleccionados para su definición.

Nombre. Los nombres que se les dan a las zonas de intervalo se pueden derivar de los nombres de los horizontes limitantes, el nombre del límite basal que precede al del límite superior; por ejemplo Zona de intervalo *Globigerinoides sicanus-Orbulina suturalis*. En la definición de la zona de intervalo, es deseable especificar el criterio por la selección de los biohorizontes limitantes, ejemplo. Ocurrencia más baja, ocurrencia más alta etc. Un método alternativo es usar el nombre de un simple taxón para nombrar la zona. El taxón debería ser un componente usual de la zona, aunque no necesariamente confinada a esta.

Aunque todas las unidades jerárquicas de rango inferior al Episodio son parte de una unidad próxima de rango más alto, no todas las partes de un Episodio, Fase o espacio es necesario que se represente por una unidad de rango más bajo.

Episodio. Es la unidad de más alto rango y mayor extensión en la clasificación jerárquica.

Nombre. Debería estar compuesto de un nombre geográfico seguido por el término diacrón o un término de rango jerárquico y en mayúscula para indicar estado formal. Si la unidad diacrónica se define por una unidad estratigráfica simple, el nombre geográfico de la unidad se puede aplicar a la unidad diacrónica. De otro lado, el nombre geográfico de la unidad diacrónica no debería duplicar el de otra unidad estratigráfica formal. Los términos genéticos (aluvial, marino) o climáticos (glacial, interglacial) no se deben incluir en los nombres de unidades diacrónicas.

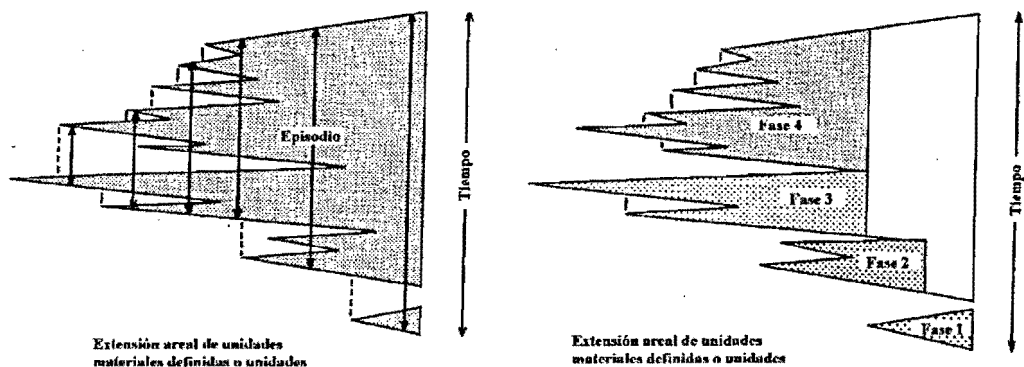


Figura 7.3. Jerarquía de las unidades diacrónicas. Modificado de Boggs, 1994.

7.2. LA ESCALA DEL TIEMPO GEOLÓGICO

7.2.1. Propósito y Alcance

Clasificar las rocas con base en el tiempo, consiste en la organización sistemática de estratos en unidades que se nombran y corresponden a intervalos específicos de tiempo geológico. Esas unidades proporcionan una base para correlación de tiempo y un sistema de referencia para registrar y sistematizar eventos específicos en la historia geológica de la tierra. Así, el objetivo final de crear una escala geológica estandarizada del tiempo es establecer una jerarquía de unidades cronoestratigráficas de alcance internacional que pueda servir como una referencia estándar para la cual las edades de las rocas en cualquier parte en el mundo se pueda relacionar. Establecer el ordenamiento relativo de eventos en la historia de la tierra es la principal contribución que la geología hace a nuestro entendimiento del tiempo.

Harland (1978) sugiere que una escala estándar del tiempo geológico debería:

1. Expresar cualquier edad en cualquier lugar.
2. Expresar edades amplias y generales también como edades detalladas y particulares.
3. Sea entendible, clara y no ambigua.
4. Ser independiente de opinión y además tener algún objetivo de referencia que sea accesible.
5. Ser estable, eso es, no sujeto a cambios frecuentes y
6. Estar de acuerdo y usarse internacionalmente en todos los lenguajes.

7.2.2. Calibración de la escala del tiempo geológico

El desarrollo de los métodos de estimación absoluta de la edad han hecho posible colocar las edades absolutas aproximadas sobre límites de la escala cronoestratigráfica inicialmente establecida por métodos de determinación relativa de la edad. Los datos de edades absolutas se pueden usar para determinar las edades de rocas Precámbricas pobremente fosilíferas que no se pueden colocar en orden estratigráfico por métodos de determinación de la edad relativa.

El principal método para determinar las edades absolutas de las rocas se basa en el decaimiento isotópico de elementos radiactivos en minerales; otro método incluye el conteo de varves en sedimentos de lago, los cuales se presume representan acumulaciones de sedimentación anual, incremento en el crecimiento de conchas de algunos organismos invertebrados y anillos de crecimiento en árboles. Estos métodos alternativos son útiles solamente para marcar el paso de cortos períodos de tiempo en áreas locales y no son de importancia en la calibración de la escala del tiempo geológico.

Así, la mejor herramienta para hallar las edades de sedimentos es la determinación relativa de edades por el uso de fósiles (biocronología) y estimar la edad absoluta con base en el decaimiento isotópico (radiocronología).

Datación por fósiles (biocronología).

La biocronología es la organización del tiempo geológico de acuerdo a procesos irreversibles de evolución orgánica continua.

Los horizontes fósiles útiles son más extensos y abundantes en rocas Fanerozóicas que son además horizontes cuyas edades se pueden estimar por radiocronología, y los eventos biológicos comúnmente se pueden correlacionar en tiempo más precisamente que los datos radiométricos en rocas muy jóvenes.

Debido a esos factores los fósiles proporcionan la herramienta adecuada para datar y correlacionar por grandes distancias rocas del Fanerozóico.

La bioestratigrafía ayuda simplemente a reconocer los fósiles distintivos que caracterizan un nivel estratigráfico conocido en una sección sedimentaria sin registrar el significado del tiempo inherente de los fósiles.

La biocronología tiene que ver con el reconocimiento de fósiles que tienen una edad que cae en un punto conocido en el espacio de tiempo evolutivo, como se mide por los fósiles de una sección bioestratigráfica de referencia. Además al establecer horizontes identificables en las secciones de referencia basados sobre fósiles, la biocronología

proporciona una herramienta para correlación internacional y determinación de la edad a lo amplio del mundo.

La ayuda de la biocronología es hacer posible la correlación y datación del registro geológico de los límites de las secciones estratigráficas locales. Para hacer esto más efectivo los estratígrafos usan rasgos o eventos en el registro paleontológico que aparecen en áreas amplias y fácilmente identificables y que ocurrieron durante cortos períodos del tiempo geológico. Esos eventos se consideran eventos de datum biocronológico porque ellos marcan un corto período de tiempo en el pasado geológico. Los eventos de datum que se usan con mayor frecuencia son las inmigraciones (primera aparición) y extinciones (última aparición) de una especie fósil o taxón. La primera aparición debida a inmigración de una especie desde otra área comúnmente ocurre muy rápidamente, ya que después de su aparición inicial evoluciona a partir de su morfotipo ancestral. La aparición es tan rápida que geológicamente hablando se considera la especiación e inmigración como eventos esencialmente sincrónicos. La extinción de un taxón también puede ocurrir muy rápidamente, aunque comúnmente no tan rápido como la especiación.

Los estratígrafos hablan de la primera y última aparición de un taxón como el datum de la primera aparición (FAD) y el datum de la última aparición (LAD). Esas FAD y LAD no son totalmente sincrónicas debido a que aunque las inmigraciones y extinciones se pueden presentar rápidamente, no son eventos realmente instantáneos. Algunas especies planctónicas pueden dispersarse a lo amplio del mundo en 100-1000 años, Figura 7.4; sin embargo la bioturbación de los sedimentos después de la depositación puede mezclar los fósiles a través de una zona de varios cm de espesor, y accidentes en la preservación también como la parcialidad en la colección y los métodos analíticos se pueden combinar para crear incertidumbres en la edad de las FAD y LAD que pueden llegar a miles de años. No obstante, la duración de las FAD de las especies planctónicas pueden, ser tan cortas como 10.000 años; eso es, las edades del datum de la primera aparición de una especie no variará por más de 10.000 años en diferentes partes del mundo (Bergglen y Van Couvering, 1978, en Boggs, 1994). El error causado por una discrepancia en edades de esta magnitud se vuelve insignificante cuando se aplica para estimar las edades de rocas que tienen millones a cientos de millones de años. Así las FAD y LAD de muchas especies fósiles se pueden considerar esencialmente sincrónicas para los propósitos de la biocronología.

El procedimiento para establecer la biocronología de cualquier grupo fósil con base en las FAD y LAD envuelve los siguientes pasos (Hag y Worsley, 1982, en Boggs, 1994):

1. Identificar y localizar en unidades bioestratigráficas locales el FAD y LAD de taxones fósiles distintivos que tienen una amplia distribución geográfica.

2. Si es posible, asignar edades a esos eventos por calibración directa o indirecta a través de radiocronología o magnetoestratigrafía.

Si las edades se pueden asignar a cualquiera de los dos eventos, las tasas de sedimentación para estratos entre esos eventos se pueden calcular dividiendo las diferencias de edad entre los dos por el espesor de los sedimentos que los separan.

Las tasas de sedimentación luego se pueden usar para calcular la edad aproximada de cada evento involucrado dentro de la secuencia datada, Figura 7.5.

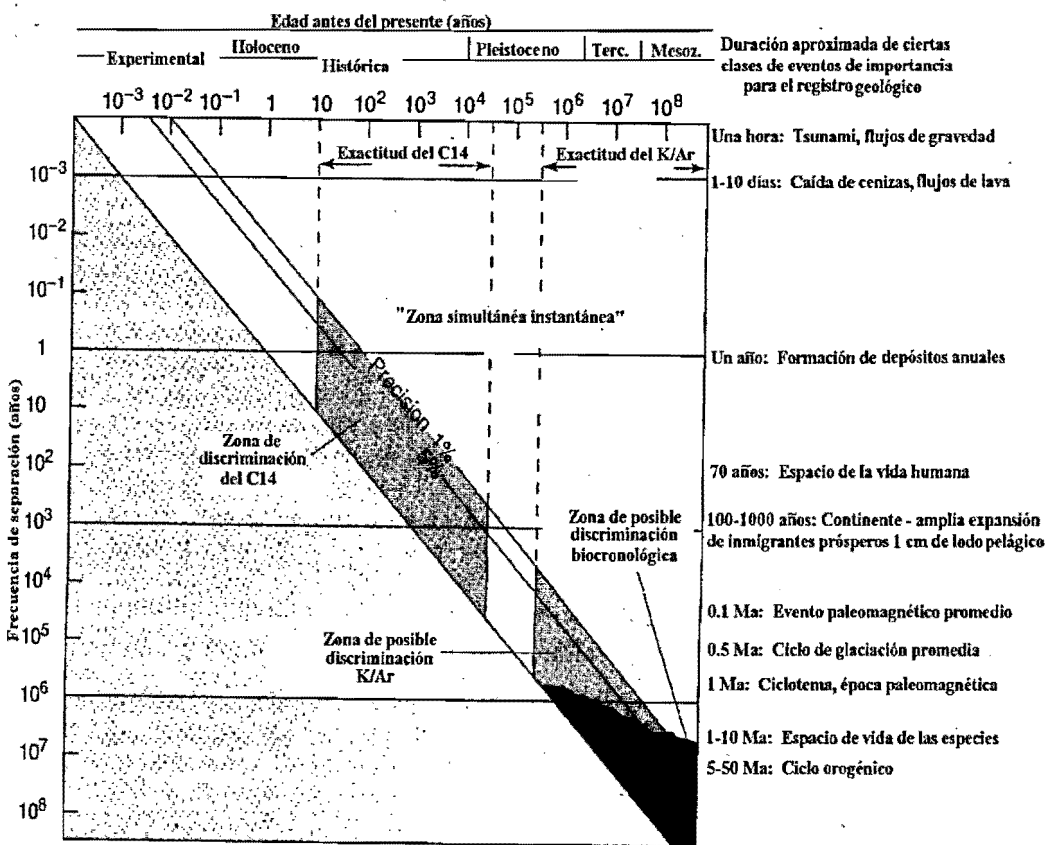


Figura 7.4. Poder de resolución de los sistemas geocronológicos en el Cenozoico. La precisión de la evolución (biocronología) se basa en el espacio de vida de las especies. Este sistema es capaz de discriminar con precisión entre eventos que se presentan con frecuencia de cerca de un millón de años a el límite del Fanerozoico. Modificado de Boggs, 1994.

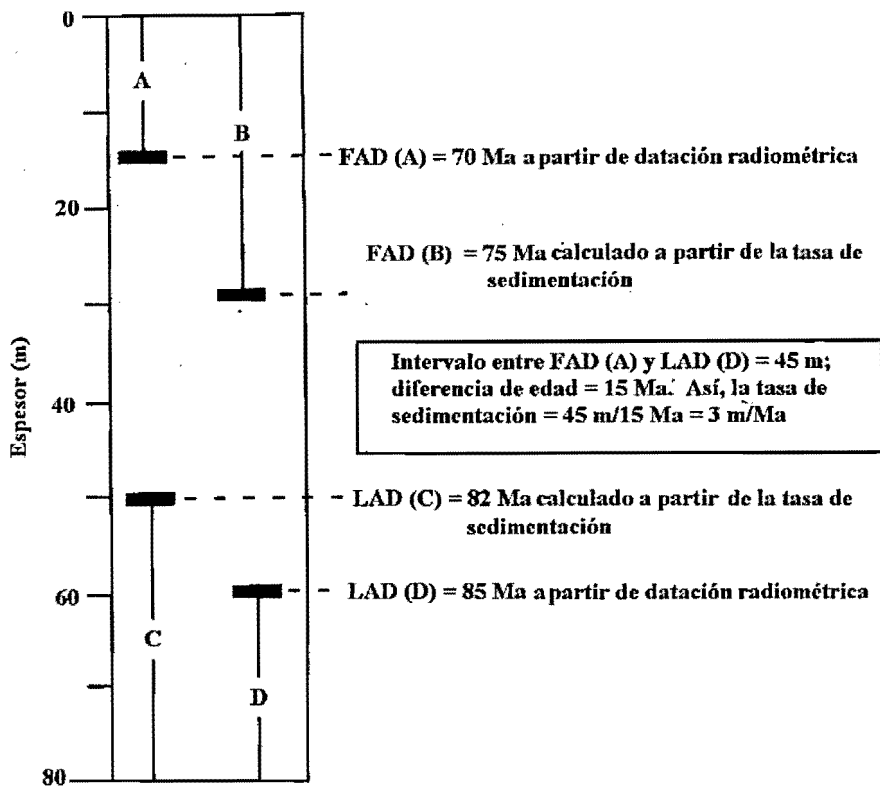


Figura 7.5. Representación esquemática de la aplicación de la biocronología a la Calibración de la edad de una sección estratigráfica local. Las edades de las FAD para la especie A y la LAD para la especie D se establecen por datación radiométrica de algún rasgo físico estrechamente asociado (por ejemplo una capa de ceniza). El FAD para la especie B y el LAD para la especie C no se pueden datar radiométricamente; sin embargo, las edades se pueden calcular de las tasas de sedimentación determinadas entre FAD(A) y LAD (D). Esta tasa (3m/Ma) se puede luego usar para determinar la diferencia de edades entre FAD (A) y FAD (B) ($3\text{m/Ma} \times 15\text{m} = 5 \text{ Ma}$) y entre LAD (D) y LAD (C) ($3\text{m/Ma} \times 10\text{m} = 3\text{Ma}$). Modificado de Boggs, 1994.

3. Si la calibración radiométrica o magnetoestratigráfica de FAD y LAD en la sección local no se puede realizar, entonces las edades de los niveles de datum se deben hallar de diferente manera. Bajo esas condiciones las edades de los FAD y LAD se estiman teniendo en cuenta su posición estratigráfica con respecto a los niveles de datum calibrados de otros grupos de fósiles que ocurren en la secuencia sedimentaria y cuyas edades han sido halladas al estudiar una o más secuencias en otra parte.

Edades absolutas (radiocronología)

Principios Generales

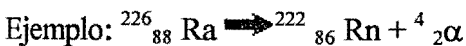
En 1896 con el descubrimiento del físico Francés Henry Becquerel se empezaron a vencer las dificultades para desarrollar un método exacto para determinar las edades absolutas; el aporte de Becquerel consistió en descubrir que el uranio tiene la habilidad para emitir rayos espontáneamente que causan el deterioro de las placas fotográficas en la oscuridad total. A esta propiedad él la denominó radioactividad. Este descubrimiento le permitió a B. B. Boltwood, un químico americano de la Universidad de Yale sugerir en 1905 que el decaimiento radiactivo del uranio conduce a la producción de plomo. A partir de análisis químicos de minerales de uranio de muchas partes del mundo, Boltwood fue capaz de mostrar en 1907 que los minerales de uranio de rocas más viejas contenían más plomo producido radiogénicamente que los minerales de uranio de rocas más jóvenes. Usando estimaciones aproximadas de la tasa de decaimiento de uranio a plomo, él obtuvo edades con base en las relaciones uranio/plomo que variaron de 340 millones para rocas Carboníferas a 1640 millones de años para rocas Precámbricas.

Principios físicos de la datación radiométrica

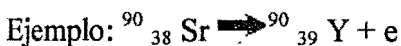
Para esos métodos de datación se usan elementos radioactivos (Uranio -Talio) e isótopos radioactivos (como ^{40}K). Esos átomos radioactivos con un alto número atómico decaen al emitir protones, electrones u ondas electromagnéticas y forman elementos con un más bajo número atómico. Este proceso de decaimiento llega a un estado estable, que significa que se construye un átomo estable

Se distinguen cuatro tipos de decaimiento atómico:

● Decaimiento α (decaimiento alfa): solamente con átomos de un número de masa mayor de 200: a partículas (4_2 núcleo de Helio) se emiten, eso significa que el número de masa se reduce por 4 y el número atómico por 2.



● Decaimiento β^- (decaimiento beta): común en átomos con un exceso relativo en neutrones. El neutrón se transforma en un protón y se emite un electrón. Así el número de masa permanece igual mientras el número atómico se incrementa en 1.



● Decaimiento β^+ (decaimiento beta más): común con átomos con un exceso relativo

en neutrones. El neutrón es transformado en un neutrón y un positrón. Así el número de masa permanece igual mientras el número atómico decrece por 1.



● Radiación γ - (radiación gama): acompaña el decaimiento α y β después que α o β decaen el núcleo se mueve a un nivel de energía inferior al emitir radiación γ

Durante un cierto periodo de tiempo t a una cierta cantidad de átomos n decaen. Si N_0 es la cantidad de átomos al inicio de un periodo de tiempo t , N es la cantidad de átomos que no han decaído después del periodo t , Figura 7.6.

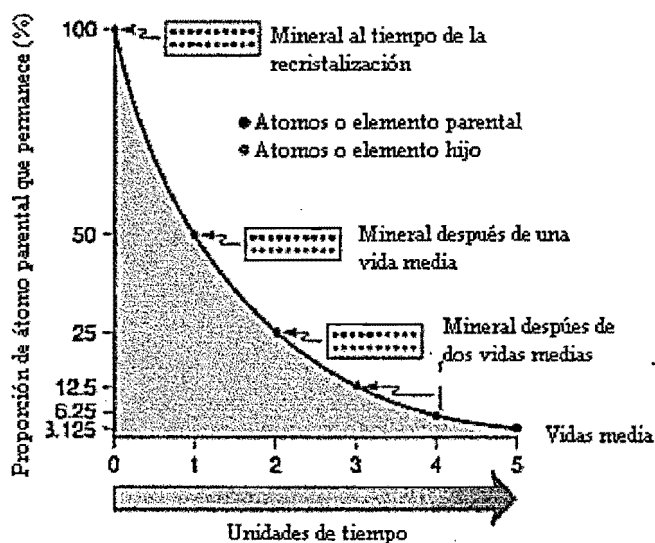


Figura 7.6. Representación del significado del concepto de vida media. Modificado de Justwan, H. 2000.

Formula 1:

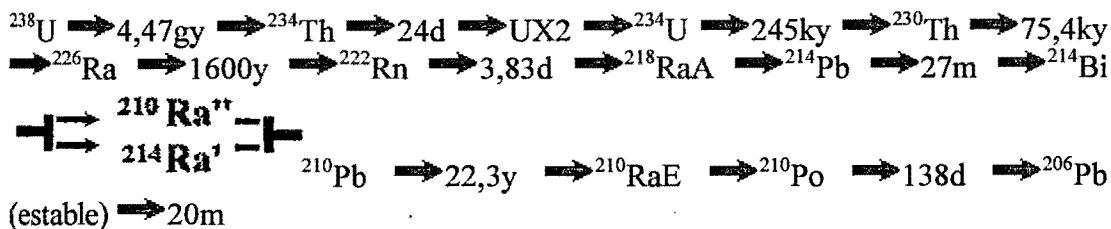
$$N = N_0 \times e^{-\lambda t}$$

$$\lambda = \ln 2 / t$$

$$\tau = \text{half-life}$$

Definición de vida media: el tiempo que toma para que una cantidad dada de un isótopo radioactivo decaiga a la mitad de su valor original. Para cada isótopo la vida media es constante y no se afecta por cambios en el ambiente. Debido a que las vidas medias no cambian, la radioactividad se puede usar como un "reloj" para medir el transcurso del tiempo, en el caso que se conozca la cantidad original del isótopo en la muestra.

Ejemplo: Series de decaimiento de $^{238}_{92}\text{U}$ (tiempos en gy = giga años, ky = kilo años, y = años, m = meses, d = días)



Todos los tipos de rocas, por ejemplo: sedimentarias, metamórficas e ígneas contienen elementos radioactivos que se pueden usar para propósitos de datación. Para obtener la edad absoluta de la roca se debe determinar la relación isotópica padre/hijo. Eso significa que la cantidad de átomos parentales no decaídos y la cantidad de átomos hijos decaídos tienen que medirse. Usando la fórmula 1 se puede determinar la edad exacta de la roca

Pero hay algunas condiciones que tienen que cumplirse:

- Se debe conocer la composición isotópica exacta del material o esta debe ser constante a través del tiempo geológico.
- El sistema debe ser cerrado después de la fijación: eso significa que no se debe adicionar nada o tomar del sistema después de la fijación.

La composición isotópica de la muestra de roca usualmente se determina usando un espectrómetro de masas. El principal componente de un espectrómetro de masas son las fuentes de iones, el sistema de separación y el detector ver la figura 7.7. La muestra se ioniza en la fuente de iones. Las partículas positivas se enfocan en un rayo de luz y se aceleran en un campo eléctrico a una cierta velocidad y energía. En el ión deflector los rayos de luz son deflectados por un campo magnético. Esto produce la separación del rayo de luz en varios rayos de luz curvados. Con la disminución de la masa y el incremento de la carga de los electrones el radio de la curva decrece. En el detector de iones la abundancia de los isótopos se puede medir.

Aparte de los espectrómetros de masa básicos hay varias otras maneras para determinar la composición isotópica y abundancia de isótopos como Espectrometría de masas acelerada, análisis de dilución isotópica o análisis de activación de neutrones (y muchos más).

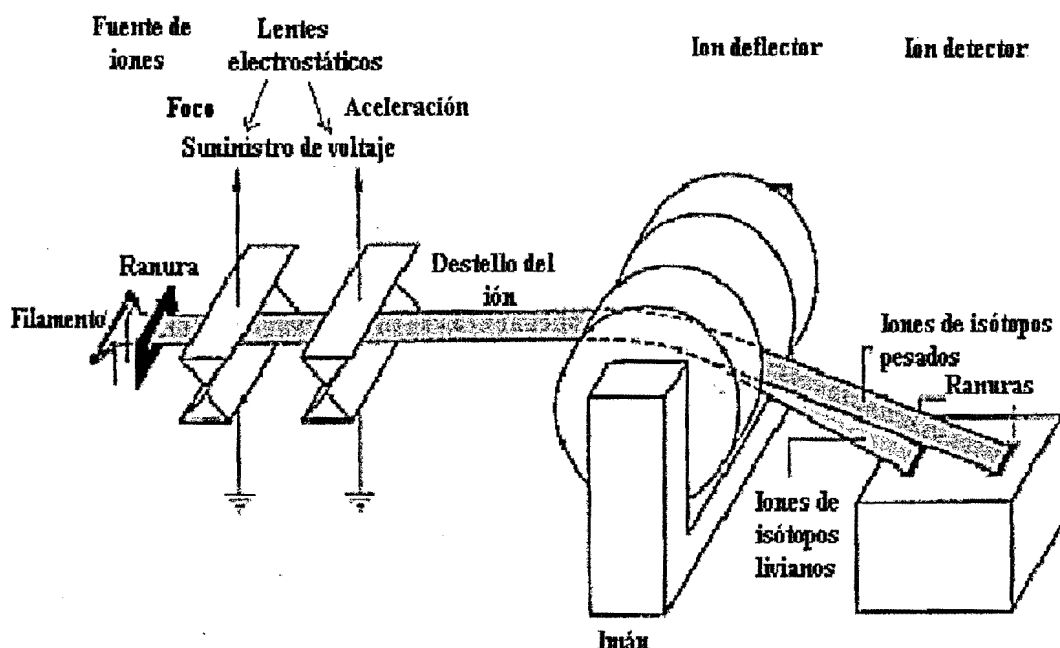


Figura 7.7. Componentes de un espectrómetro de masas. Modificado de Justwan H., 2000.

Marcadores de tiempo globales (más recientes):

Radionúcleos artificiales se usan para datar sedimentos lacustres, fluviales y marinos y hielo más recientes. Esos sedimentos contienen principalmente ^{137}Cs como un marcador de tiempo, que se formó por fallas en las pruebas de armas nucleares y accidentes nucleares después de 1955.

El más importante “marcador” es 1963/1964, un año de intensas pruebas nucleares y en el accidente en la planta de energía en Tschernobyl in 1986. Esos eventos se pueden distinguir por su relación $^{134}\text{Cs}/^{137}\text{Cs}$. Esos eventos son excelentes horizontes de corta vida para datar sedimentos muy recientes; este reloj radioactivo no trabajará por mucho tiempo debido a la corta vida media del ^{137}Cs $\tau = 30,17$ años..

Los radionúcleos más útiles para estimar las edades absolutas y los minerales, rocas y materiales orgánicos más adecuados para la determinación de la edad se muestran en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Principales métodos de determinación radiométrica de la edad. Modificado de Boggs, 1994.

Núcleo Parental	Núcleo Hijo	Vida Media (años)	Rango útil de datación aproximado	Materiales comúnmente datados
Carbono 14	Nitrógeno 14	5,730	< ~ 40,000	Madera, turba, conchas de CaCO ₃ , madera quemada
Protactinio-231 (núcleo hijo del uranio 235)	Actinio 227	33,000	< 150,000	Sedimentos de mar profundo, corales de aragonito
Torio 230 (núcleo hijo del uranio 238/234)	Radio 226	77,000	< 250,000	Sedimentos de mar profundo, corales de aragonito
Uranio 238	Plomo 206	4,510 millones	> 5 millones	Monacita, circón, uraninita, pecblenda
Uranio 238	Huellas de fisión espontánea		< ~ 65 millones	Vidrio volcánico, circón, apatito
Uranio 235	Plomo 207	713 millones	> 60 millones	Monacita, circón, uraninita, pecblenda
Potasio 40	Argón 40	1,300 millones	> ~ 100,000	Moscovita, biotita, hornblenda, glauconita, sanidina toda la roca volcánica
Rubidio 87	Estroncio 87	47,000 millones	> 5 millones	Moscovita, biotita, lepidolita, microclina, glauconita, toda la roca metamórfica.

Determinación de la edad con base en las rocas ígneas o metamórficas asociadas.

Las edades radiométricas de rocas ígneas que no son contemporáneas con las rocas sedimentarias asociadas se pueden usar para estimar las edades de rocas sedimentarias asociadas, si dos o más cuerpos ígneos rodean la unidad sedimentaria. En este caso, la edad de la unidad sedimentaria se puede establecer en el intervalo entre las edades de los cuerpos de rocas ígneas que los contienen. La unidad sedimentaria será más vieja que un cuerpo ígneo que intruye este, pero más joven que un cuerpo ígneo sobre el cual este descansa inconformablemente (Figura 7.8A). Por ejemplo, una secuencia sedimentaria depositada sobre la superficie metamorfoseada erodada de un batolito granítico puede subsecuentemente ser intruido por diques o silos. Desafortunadamente, no hay manera de determinar cuanto es más viejo o más joven a menos que otra evidencia este disponible. Debido a que los procesos erosionales y depositacionales son relativamente lentos, el tiempo representado por una edad asociada puede ser tan grande que puede tener poco significado en la calibración de la escala del tiempo geológico.

Solamente unos pocos puntos sobre la escala del tiempo se han calibrado por este método.

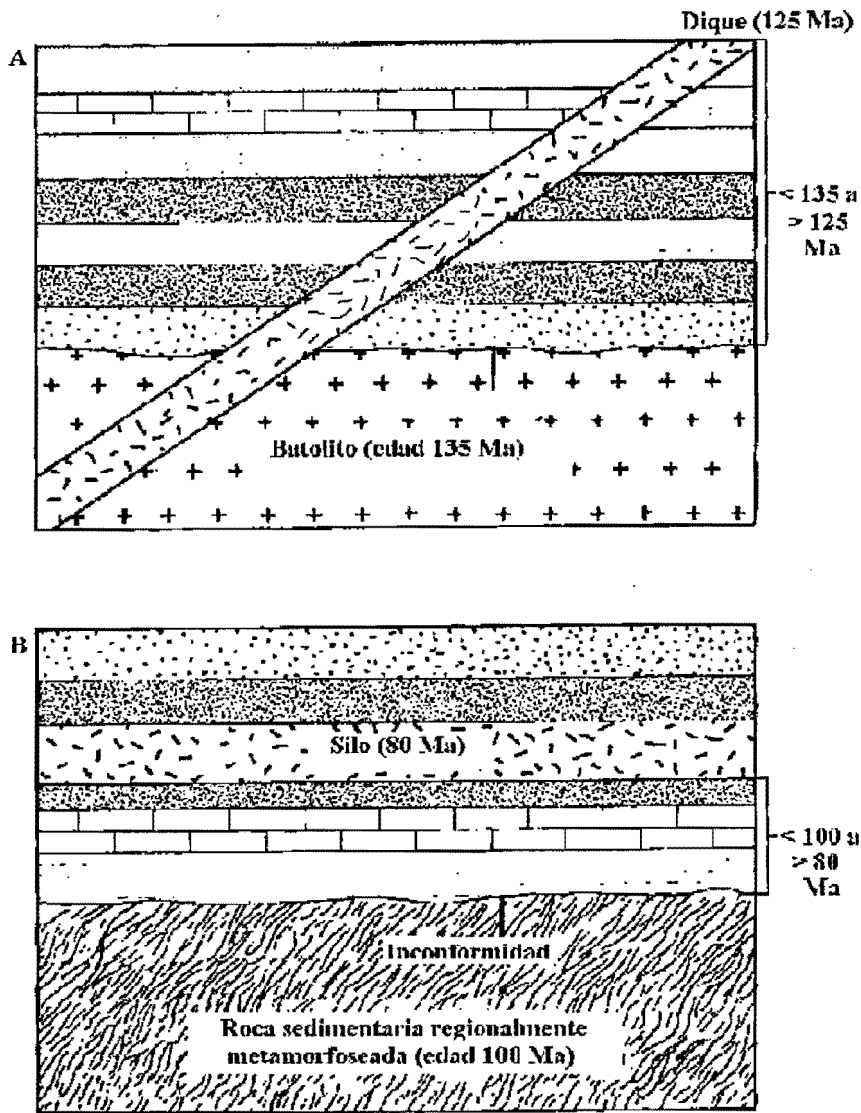


Figura 7.8. Determinación de las edades de rocas sedimentarias indirectamente:

- A. Asociada a dos cuerpos ígneos y
- B. Asociada a rocas sedimentarias regionalmente meteorizada y un cuerpo de rocas ígneas intrusivo.

Los minerales metamórficos que se desarrollan en rocas sedimentarias, debido a metamorfismo de contacto regional se pueden también estudiar para proporcionar un método de edades asociadas de las rocas sedimentarias (Figura 8B). La edad radiométrica de minerales metamórficos da una edad mínima para los sedimentos metamorfoseados; o sea que las rocas sedimentarias metamorfoseadas son más viejas

que el tiempo del metamorfismo. Si una secuencia de rocas metamórficas es sobreyacida inconformemente por rocas sedimentarias no metamorfoseadas, las rocas no metamorfoseadas son obviamente más jóvenes que la edad del metamorfismo.

Métodos radiométricos para la calibración de la escala del tiempo geológico

Aunque los métodos radiométricos se pueden aplicar a una variedad de rocas y sustancias orgánicas, Tabla 7.1. Ellos tienen aplicación limitada a la estimación directa de edades de rocas sedimentarias. Muchos de los minerales potencialmente útiles en las rocas sedimentarias son minerales terrígenos que cuando son analizados producen la edad de la roca fuente parental, no el tiempo de deposición de la roca sedimentaria. Además mucha parte de la escala del tiempo geológico se ha calibrado por métodos indirectos para estimar las edades de las rocas sedimentarias teniendo en cuenta su relación a rocas ígneas o metamórficas cuyas edades se pueden estimar por radiocronología. Los tipos de rocas que son más útiles para la calibración isotópica de la escala del tiempo geológico se describen en la Tabla 7.2.

Tabla 7.2. Categorías de rocas más útiles para la calibración geocronológica de la escala del tiempo geológico. Modificado de Boggs, 1994.

Tipo de roca	Relación estratigráfica	Confiabilidad de los datos de edad
Roca volcánica (flujos de lava y caída de cenizas)	Interestratificadas con rocas sedimentarias contemporáneas	Da las edades actuales de las rocas sedimentarias en estrecha proximidad arriba y debajo de los estratos volcánicos
Rocas ígneas plutónicas	Intruyen las rocas sedimentarias Caen inconformemente debajo de las rocas sedimentarias	Dan las edades mínimas para las rocas que ellas intruyen Dan las edades máximas para las rocas sedimentarias sobreyacientes
Rocas sedimentarias metamorfoseadas	Constituyen las rocas cuyas edades se están determinando Caen inconformemente debajo de rocas sedimentarias no metamorfoseadas	Dan las edades mínimas para las rocas sedimentarias metamorfoseadas Dan las edades máximas para las rocas sedimentarias no metamorfoseadas sobreyacientes
Rocas sedimentarias que contienen remanentes orgánicos contemporáneos (fósiles, madera)		Dan las edades actuales de las rocas sedimentarias
Rocas sedimentarias que contienen minerales autígenos tales como glauconita		Dan las edades mínimas para las rocas sedimentarias

Determinación de las edades de las rocas sedimentarias al analizar las rocas volcánicas contemporáneas interestratificadas. Los flujos de lava y depósitos

piroclásticos tales como caída de cenizas se pueden incorporar muy rápidamente en una secuencia sedimentaria que se está acumulando sin interrupción significativa del proceso de sedimentación.

Los materiales volcánicos pueden ser eruptados sobre los sedimentos blandos no consolidados y luego ser enterrados durante la subsecuente sedimentación, produciendo una secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas interestratificadas que son esencialmente contemporáneas en edad. Así la estimación de las edades de tales rocas volcánicas asociadas también establece las edades contemporáneas de las rocas sedimentarias.

Las edades de roca volcánica total se pueden estimar relativamente fácil por el método potasio argón y las edades de minerales en esas rocas se pueden determinar por los métodos potasio-argón o rubidio-estroncio. El método potasio-argón se puede usar para estudiar rocas que varían en edad desde cerca de 50.000 años hasta la edad de la tierra y el rubidio-estroncio es útil para estudiar rocas más viejas que 5 millones de años, Tabla 7.1.

Las rocas volcánicas que ocurren en asociación con rocas sedimentarias aproximadamente contemporáneas y cuyas edades se pueden determinar por fósiles proporcionan los puntos de referencia que son extremadamente útiles para calibración. En efecto, establecer las edades absolutas de rocas sedimentarias fosilíferas por asociación con flujos volcánicos contemporáneos cuyas edades se pueden estimar radiométricamente probablemente ha sido el método más importante para calibrar la escala del tiempo geológico.

Un geólogo puede determinar la contemporaneidad determinando si los fósiles en los estratos sedimentarios arriba y abajo del flujo pertenecen a la misma zona bioestratigráfica o por mirar a lo largo del contacto basal de la unidad de flujo evidencias físicas que pueden mostrar que el sedimento infrayacente estaba aún blando al tiempo de la erupción volcánica.

Radiocronología directa de rocas sedimentarias

Los métodos de calibración discutidos arriba permiten la estimación de edades de rocas sedimentarias solamente a través de su asociación en alguna manera con rocas ígneas o metamórficas cuyas edades se pueden determinar por métodos radiométricos. La incertidumbre que se involucra al hallar las edades de rocas sedimentaria por esos métodos indirectos se podría evitar si esas edades se pueden estimar directamente. Como se mencionó, los minerales terrígenos en rocas sedimentarias, no son útiles para radiocronología porque ellos producen edades de las rocas parentales, no el tiempo de depositación del sedimento. Los únicos materiales en las rocas sedimentarias que se

pueden usar para radiocronología directa, son los remanentes orgánicos que se depositaron con el sedimento (madera, fósiles de carbonato de calcio, y otros remanentes) y minerales autógenos que se formaron mientras el sedimento estaba aún sobre el piso del mar o poco tiempo después del enterramiento. Los principales métodos que se han usado para la radiocronología directa de rocas sedimentarias son:

1. Técnica de carbono 14 para material orgánico.
2. Potasio-argón y rubidio-estroncio para glauconita.
3. Torio 230 para sedimentos de piso oceánico.
4. Torio 230/protactinio 231 para fósiles y sedimentos.

Método carbono 14.

Este método fue descubierto por Libby en 1946, en Justwan H., 2000. El decaimiento del Radiocarbono por emisión de β^- con una vida media $\tau = 5730$ y (± 40) años). El Radiocarbono se produce principalmente por radiación cósmica a partir de nitrógeno: $^{14}_7\text{N} \rightarrow ^{14}_6\text{C} + ^0_{+1}\text{e}$ en la atmósfera superior y se oxida a CO_2 . Luego este se vuelve parte de la biosfera. La producción de ^{14}C atmosférico y la abundancia de ^{14}C en la biosfera se considera que es constante a través del tiempo geológico. Para determinar la edad del carbono que contiene el material la relación isotópica padre/hijo tiene que medirse. El año de referencia para las edades ^{14}C convencionales es 1950. Además 5000 BP (antes del presente) significa 5000 años antes 1950.

Limitaciones

- Contaminación: Uno de los mayores problemas del método de radiocarbono es la contaminación del material de la muestra con carbono alóctono más joven o más viejo. Esta contaminación puede ser causada por el hombre, bioturbación, crecimiento de plantas, actividad bacterial o filtración. El carbono original se diluye con material más viejo o más joven, lo cual puede producir desviaciones en la edad por encima de miles de años.
- Efecto reservorio: El material tomado de los reservorios geofísicos en los cuales el tiempo de residencia del carbono es mayor que en la atmósfera, o el carbono es una mezcla de material de diferentes edades, aparece ser muy viejo por varios cientos o aún miles de años. El efecto reservorio para sistemas de agua fresca también se conoce como el "efecto del agua dura". Aguas subterráneas ricas en carbonato que contienen una gran cantidad de carbono fósil. Si esta agua subterránea se diluye con sistemas de agua dulce la composición isotópica cambiará dramáticamente desviando las ^{14}C por encima de 1000 años.

- Efecto Suess (o efecto industrial): El equilibrio del ^{14}C en la naturaleza se ha disturbado en gran medida por el hombre desde el inicio de la industrialización alrededor de 1850. Grandes cantidades de ^{14}C han sido liberadas. Esto produce una disminución de la abundancia de ^{14}C atmosférico a CO_2 por 0.03% anualmente.
- Efecto de las armas nucleares: Las pruebas de armas nucleares han producido un incremento del ^{14}C atmosférico. Este incrementa el problema de la contaminación.

Se puede aplicar para la radiocronología de materiales tales como madera, turba, charcoal, huesos, hojas y conchas de carbonato de calcio de organismos marinos. El método se ha usado ampliamente para estimar edades de materiales arqueológicos, pero este ha tenido poca aplicación en geología debido al muy corto rango de edad útil del método. El carbono 14 decae rápidamente, con una vida media de sólo 5730 años. Por lo tanto el método de carbono 14 comúnmente se puede usar sólo para materiales menores que 40.000 años; ya que los materiales más viejos contienen muy poco carbono 14 y por lo tanto no se puede determinar por métodos analíticos estándares. Sin embargo, existen técnicas especiales que hacen uso de los espectrómetros de masa que permiten el análisis de cantidades más pequeñas de carbono 14, o contadores especiales con altas eficiencias de conteo, que hacen posible extender las edades utilizables a más que 60.000 - 70.000 años. Esos métodos especiales son costosos y no se han usado ampliamente en el pasado. Además, ellos están sujetos a error sistemático debido a contaminación de la muestra con carbono joven.

El método de carbono 14 se ha usado para estimar las edades de sedimentos muy jóvenes en núcleos de sedimentos de mar profundo y se ha descifrado la historia glacial reciente por el análisis de madera en los depósitos glaciales.

Su extremadamente corto rango restringe el método a pocos valores en la calibración de la escala del tiempo geológico excepto para eventos Cuaternarios muy recientes. Por ejemplo, el límite Holoceno-Pleistoceno se ha colocado en cerca de 10.000 años antes del presente, por el uso de los datos de carbono 14 en microfósiles de carbonato de calcio en núcleos de sedimentos de mar profundo.

Datación Potasio/Argón (von Weizsäcker 1937, en Justwan H., 2000)

Este método es el estándar convencional para determinar edades mayores que 3 - 5 Ma. Los minerales adecuados para datación son los que tienen potasio provenientes de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias tal como feldespatos, mica, anfíbol, y minerales arcillosos. El Potasio 40 (con abundancia isotópica natural de 0,01167%) es radioactivo con desintegración ramificada por emisión de β^- a ^{40}Ca y por β^+ y por las

maneras de captura de electrones de ^{40}Ar . El método se basa en varias asumpciones: Cuando el reloj radiométrico empieza no hay ^{40}Ar . La roca ha formado un sistema cerrado desde el inicio del reloj. El cierre del sistema muy rápido en comparación de la edad a medir. El reloj radiométrico inicia después del enfriamiento/génesis de la roca/mineral.

Las principales ventajas del método Potasio/Argón son:

- Los minerales que tienen potasio son ampliamente distribuidos, especialmente en rocas magmáticas y metamórficas.
- El Argón normalmente ocurre solamente como resultado del decaimiento de potasio en los minerales.
- Medida fácil del Argón con alta exactitud debido a su carácter inerte. La vida media del ^{40}K $\tau = 1,25 \text{ Gy}$ hace posible determinar la edad de muestras de todos los periodos de la historia de la tierra.

Pero también hay limitaciones al método: Los mayores problemas son: La pérdida de Argón a través del tiempo. Esto puede ocurrir debido a la baja retentividad del mineral con respecto al Argón; metamorfismo, recristalización, fusión o deformación mecánica. Otra fuente de error es la ocurrencia de Argón extraño, Argón como inclusión de fragmentos que llevan argón más viejo o argón heredado. Los errores también ocurren con rocas metamórficas de alta presión porque bajo esas condiciones no solamente llevan argón los minerales típicos sino también minerales tales como el cuarzo incorporan el argón

Radiocronología de la glauconita por los métodos potasio 40/argón 40 y rubidio 87/estroncio 87. El término glauconita se usa para un grupo de minerales arcillosos verdes, los cuales son silicatos complejos de potasio, aluminio y hierro que comúnmente ocurren en sedimentos como pequeños granos redondeados o pellets. El término glauconio se usa como un nombre de facies para esos pellets verdes, especialmente por geólogos europeos. El origen de la glauconita no se entiende aún totalmente; esta parece formarse autigénicamente sobre el piso del mar por la alteración de materiales del sustrato tales como detritos esqueléticos, los pellets fecales o coprolitos de organismos y varios tipos de granos minerales particularmente micas. El proceso de glauconización requiere cambios en el agua de mar; además el crecimiento autígeno de granos de glauconita debe presentarse dentro de los pocos centímetros del tope de sedimentos lodosos o en los pocos metros del tope de sedimentos arenosos con el fin de que se presenten tales cambios.

El potasio 40 radiactivo se incorpora en los granos de glauconita por procesos de alteración sobre el piso del mar cuando los granos de glauconita están totalmente formados, ellos teóricamente se vuelven sistemas cerrados con respecto a la ganancia o pérdida de potasio o argón; o sea que potasio radiactivo adicional no se involucra dentro de los granos y el argón 40 que se forma por decaimiento gradual de potasio permanece atrapado dentro de los granos de glauconita.

La medida de la relación $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ en los granos de glauconita permite estimar la edad de los granos.

La vida media del potasio 40 es 1.300 millones de años; además es teóricamente posible aplicar la radiocronología del método potasio - argón de rocas que varían en edad desde 50.000 años hasta la edad de la tierra. Como veremos, las incertidumbres en la radiocronología de la glauconita reduce el rango utilizable de edades potasio - argón para rocas sedimentarias.

La amplia distribución de la glauconita en sedimentos de todas las edades y su indudable origen autógeno temprano da a ellas significativa potencial para usarse en la estimación de las edades de las rocas sedimentarias. Ellas se han estudiado más para determinar la edad directa de rocas sedimentarias que cualquier otro mineral sedimentario. Debido a que el calentamiento de la glauconita durante el enterramiento puede causar la pérdida de argón, se han presentado considerables diferencias en la opinión acerca de la veracidad de las edades potasio - argón determinadas a partir de glauconita. La comparación de las edades de la glauconita con las edades obtenidas por otros métodos radiométricos han, permitido a varios trabajadores sugerir que debido a la pérdida de argón, las edades son comúnmente 10-20% más bajas. De otro lado, las edades calculadas en glauconita pueden dar más altas en algunos casos, debido a la presencia de argón radiogénico inherente que estaba ya en el sedimento al momento en que los granos de glauconita estaban formados. Trabajos más recientes han mostrado que algunas incertidumbres al estimar las edades en glauconita se pueden evitar usando solamente granos de glauconita que contienen más que 7% de K_2O .

Datación Rubidio/Estroncio (Hahn and Walling 1938, en Justwan H., 2000)

Este es un método estándar de consumo de tiempo relativo para determinar las edades convencionales mayores de 10 Ma usado para muestras de minerales y rocas. El Rubidio es un metal alcalino que no forma minerales en si mismo pero ocurre en el potasio de los minerales como un sustituto para el potasio. El Rubidio 87 es radioactivo, decayendo por la emisión de β^- en Estroncio 87 con una vida media de $\tau = 48,813$ Ga. El estroncio tiene cuatro isótopos naturales 88, 87, 86; 84. Para el

método de datación, se consideran el rubidio 87, estroncio 87 y el estroncio 86, los cuales no son afectados por el proceso de decaimiento, Figura 7.9

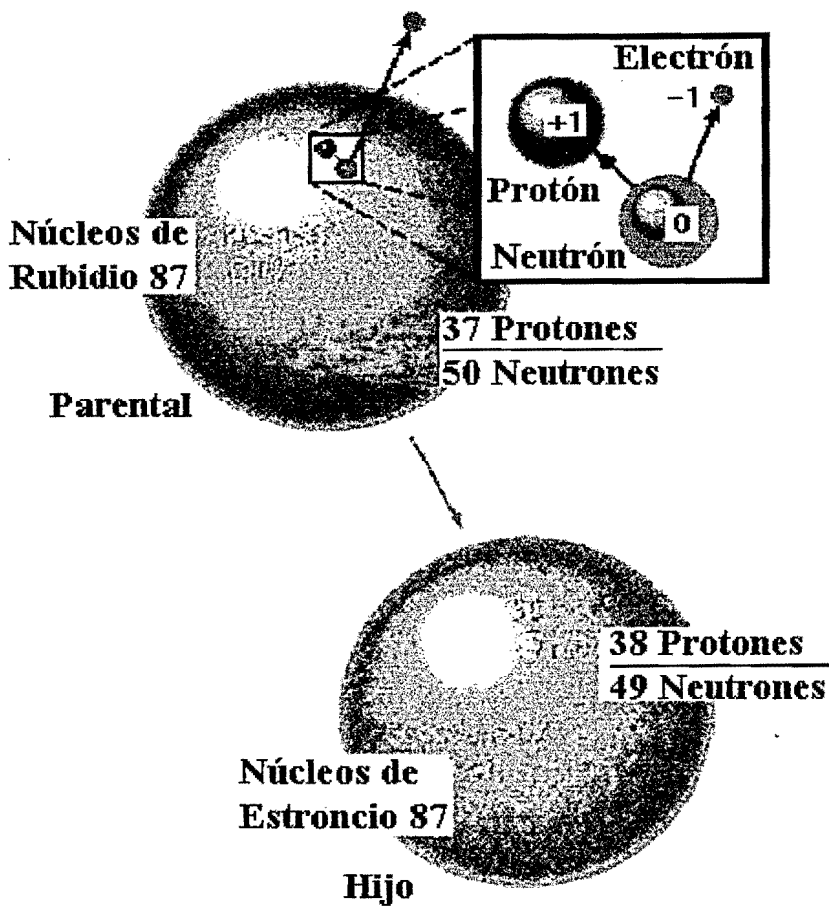


Figura 7.9. Proceso de transformación del rubidio en estroncio. Modificado de Justwan, H., 2000.

El rubidio 87 y el estroncio 87 tienen la misma masa atómica y así la masa no se puede distinguir espectrométicamente. Para evitar errores esos dos elementos tienden a ser separados químicamente antes del análisis. Pero las determinaciones de rubidio y estroncio se pueden llevar a cabo usando técnicas como el XRF, análisis de fotometría de llama o dilución de isótopos.

El método proporciona las edades de enfriamiento de los componentes minerales de las rocas. Durante la fase de enfriamiento de las rocas metamórficas e ígneas los relojes isotópicos de los minerales son iniciados. Solamente cuando la temperatura cae debajo del valor crítico de un cierto mineral el cambio isotópico con el área circundante para. Si la roca es calentada de nuevo, el reloj isotópico es reseteado. Así

este método también se puede usar para datar eventos especiales en la historia geológica. De acuerdo a Jaeger (1979, en Justean H., 2000) las siguientes temperaturas se sugieren: moscovita 500+-50 o biotita 300+-50.

Pero no solamente se pueden determinar las edades de las rocas ígneas y metamórficas. También las rocas sedimentarias se pueden examinar, por ejemplo los minerales arcillosos formados durante un cierto periodo de diagénesis. El preámbulo para este método es que el reloj isotópico empieza muy poco después de la génesis de la roca.

Para determinar los diagramas isocronos de edad se tiene que colocar la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ contra la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. La mayor pendiente del diagrama resultante es la muestra más vieja, Figura 7.10.

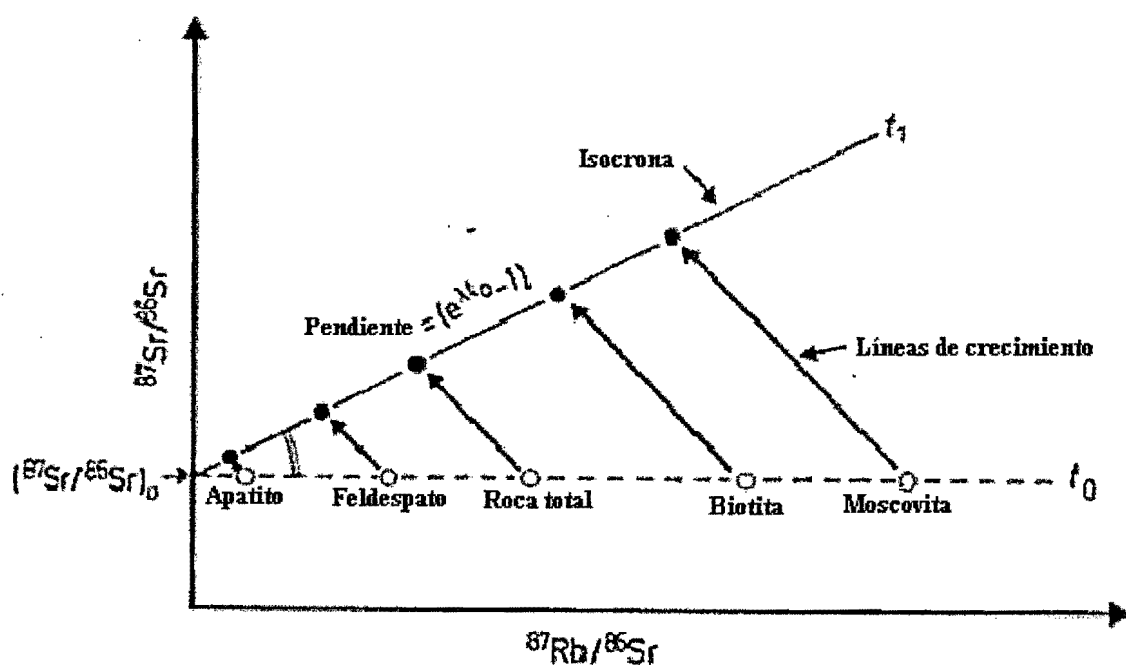


Figura 7.10. Forma de determinar los diagramas isocronos de edad. Modificado de Justwan H., 2000.

Al tiempo t_0 cuando el reloj isotópico empieza, todas las relaciones para los minerales de las rocas caen en una línea horizontal, que significa que tienen la misma relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. A medida que incrementa la edad de la roca, los puntos de la muestra se mueven a lo largo de las así llamadas líneas de crecimiento con una pendiente de -1 . Al tiempo t_1 caen sobre una línea recta, llamada isocrona, cuya pendiente es una función del tiempo: pendiente = $(e^{\lambda t_1} - 1)$ ($t^* = t_0$) y su intercepto y-es la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Para tener una alta exactitud varias muestras cogenéticas se deben examinar.

Limitaciones del método Rubidio/Estroncio:

- La datación de rocas más jóvenes que 10 Ma no es posible debido a la gran vida media
- El sistema Rb/Sr es muy sensitivo a alteración postmagmatica. El ^{87}Sr radiogenico es fácilmente lixiviado.
- La composición isotópica homogénea inicial necesaria de la roca se puede disturbar por la homogenización incompleta de la fusión
- Durante el tiempo geológico la temperatura puede con frecuencia ascender y caer y así cambia el reloj isotópico.

Estimación de las edades de rocas sedimentarias por el uso de otros minerales autógenos. Además de la glauconita varios otros minerales se han usado en la radiocronología directa de rocas sedimentarias por los métodos potasio-argón y rubidio-estroncio. Esos minerales son: Illita, montmorillonita, clorita, zeolita, minerales carbonáticos y silíceos tales como chert y ópalo. Debido a la incertidumbre acerca de su origen (eso es autógeno o detrítico) y el tiempo de interacción con el agua de mar, ninguno de los minerales arcillosos excepto la glauconita ha producido edades reales, los otros minerales no se han investigado adecuadamente.

Métodos torio 230 y torio 230/protactinio 231 para estimar edades de sedimentos recientes. El uranio 238 decae a través de varios productos hijos intermedios, incluyendo uranio 234 a torio 230. El uranio 238 es notablemente soluble en agua de mar y esta presente ahí en cantidades detectables por el contrario, el torio 230 hijo producido precipita rápidamente del agua de mar por adsorción dentro del sedimento o inclusión en ciertos minerales autógenos y se incorpora dentro de los sedimentos que se acumulan sobre el piso del mar. El torio 230 es un isótopo inestable y decae con una vida media de 75.000 años a otro hijo inestable el radio 226. Debido a su notable rápido decaimiento del torio 230, los núcleos de sedimentos que se toman del piso del océano muestran una disminución que es medible en el contenido de torio 230 a medida que aumenta la profundidad de los corazones.

Asumiendo que las tasas de sedimentación y precipitación del torio 230 han permanecido notablemente constantes a través del tiempo, la concentración del torio 230 debería disminuir exponencialmente con la profundidad.

Las edades de los sedimentos a varias profundidades en un corazón se pueden calcular al comparar la cantidad de torio 230 que permanece a cualquier profundidad con respecto a la cantidad que se encuentra en el tope del estrato del núcleo.

Este método se puede aplicar para datar sedimentos más jóvenes que 250.000 años, así, este método es útil para cerrar la brecha entre las edades máximas que se pueden determinar con el carbono 14 y las edades mínimas determinadas con el método potasio-argón.

El protactinio 231 es el hijo inestable producido del uranio 235 y decae con una vida media de cerca de 34.000 años a actinio 227. El protactinio 231 semejante al torio 230 precipita rápidamente del agua de mar y se incorpora dentro del sedimento con torio 230. Debido a que el protactinio 231 decae cerca de dos veces más rápido que el torio 230, la relación $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$, en los sedimentos cambia con el tiempo. Así en un corazón de sedimentos esta relación es mayor en la superficie del estrato del corazón y decrece progresivamente con la profundidad del corazón. La edad de un sedimento a cualquier profundidad de un corazón se determina al comparar la relación $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ a esa profundidad con la relación en la superficie del sedimento.

La confiabilidad de las edades determinadas por este método reposa en la asunción de que el protactinio 231 y el torio 230 se producen en todas partes del océano a una tasa constante y que la relación inicial de esos dos isótopos en la superficie del sedimento es constante a través del océano.

Un método alternativo para calcular las edades de sedimentos usando el protactinio 231 y el torio 230 se hace midiendo la relación que existe entre los isótopos hijos y sus respectivos isótopos padres en el esqueleto de invertebrados marinos tales como corales. El uranio 238 y 235 disuelto en el agua de mar se incorpora en los corales cuando ellos crecen, mientras el agua de mar contiene poco protactinio 231 y torio 230 debido a la rápida precipitación de esos productos hijos. Además cualquier protactinio 231 o torio 230 presente en los corales resulta del decaimiento de los isótopos padres de uranio dentro de los corales. La relación de isótopo padre a hijo producido decrece sistemáticamente con el tiempo proporcionando un método para datar los corales. Esas relaciones se aproximan a un valor de equilibrio con el incremento del paso del tiempo debido a que los hijos producidos continúan decayendo.

El torio 230 llega a un estado fijo después de 250.000 años y el protactinio 231 después de 150.000 años. Así esos métodos se pueden usar solamente para radiocronología de rocas más jóvenes que esas edades. Debido a que los corales y otros materiales esqueléticos tienden a recrystalizar con el enterramiento y diagénesis, el método $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ tiene severas limitaciones.

La recristalización puede abrir el sistema inicialmente cerrado y permitir el escape de los isótopos hijos o de los isótopos padres. Además este método no se puede aplicar para estimar edades de materiales esqueléticos que han sufrido recristalización.

Otras maneras de datación de las rocas:

Los métodos de datación están en constante desarrollo a medida que la exactitud analítica constantemente se hace mejor.

Es también posible datar rocas al analizar el daño de la radiación como huellas de fisión o resonancia spin electrón.

Las trazas de fisión en un grano mineral se aumenta por acidificación. La traza completa orientada casi horizontal en el centro tiene una longitud de 13.5 micras.

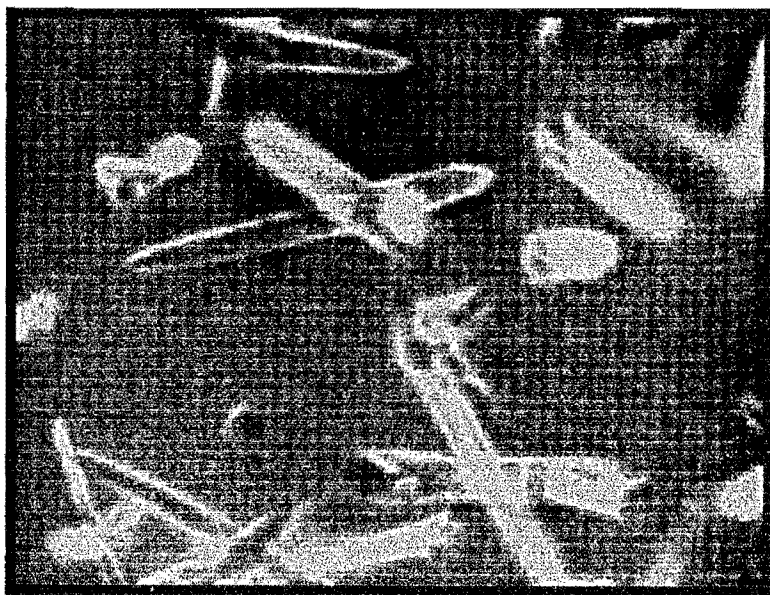


Figura 7.11. Trazas de huellas de fisión. Justwan H., 2000.

- **Método de huellas de fisión:** Este método es una manera muy efectiva y barata para determinar la edad de minerales por el conteo de las huellas de daños de radiación. La fisión espontánea de ^{238}U produce dos fragmentos que se mueven con una alta energía y dañan la red cristalina del mineral. Después de acidificar el mineral las huellas de fisión del mineral se pueden contar al microscopio. La densidad es una función de la concentración de uranio y la edad de la muestra. A mayor uranio y muestras de rocas más viejas se ven más huellas de fisión.

- **Resonancia Spin Electrón:** Los cristales naturales contienen 10^{25} a 10^{17} defectos cristalinos por cm^3 . Algunos de ellos son sitios con pérdida de iones negativos construyendo una red de electrones. La radiación radioactiva ionizante eleva los electrones a un nivel más alto de energía, pero muchos de ellos retornan a su nivel ordinario inmediatamente. Un número muy pequeño cae dentro de redes casi estables con un tiempo de vida de millones de años. El número de redes ocupadas es proporcional a la dosis acumulada total y la edad de la muestra. El número de redes ocupadas se debe medir con el fin de obtener la edad de la muestra.

Aparte de muchos otros métodos de datación (Tabla 7.3) También hay métodos cronoestratigráficos como el paleomagnetismo y los métodos químicos como la datación por racemización de amino ácidos para datar materia fósil que contiene amino ácidos o hidratación de obsidiana usada para los vidrios naturales.

Tabla 7.3. Métodos adicionales de datación radiométrica. Modificado de Justwan H., 2000.

Isotopo Parental	Abundancia Relativa en %	Vida media en años	Isotopos hijo	Se Usa para
^{238}U	99,274	$4,51 \times 10^9$	^{206}Pb	Rocas ígneas y metamórficas
^{235}U	0,72	$7,13 \times 10^8$	^{207}Pb	Rocas ígneas y metamórficas
^{232}Th	100	$1,39 \times 10^{10}$	^{208}Pb	Rocas ígneas y metamórficas
^{147}Sm	15,0	$1,06 \times 10^{11}$	^{143}Nd	Rocas ígneas básicas y metamórficas de alto grado
^{187}Re	62,6	$42,3 (+1,3) \times 10^9$	^{187}Os	meteoritos de hierro y rocas magmáticas ultrabásicas

7.3. CRONOCORRELACIÓN

Las unidades cronoestratigráficas son extremadamente importantes en estratigrafía porque ellas forman las bases para la correlación de estratos provincialmente o localmente con base en la equivalencia de edad.

Varios métodos de correlación estratigráfica del tiempo son, de uso común, incluyendo la correlación por eventos depositacionales de corto tiempo, correlación basada en eventos transgresivos-regresivos, correlación por eventos de isótopos estables y por edades absolutas.

7.3.1. Correlación por Eventos Depositacionales de Corta Duración

En algunos casos, las capas marcadoras o guías pueden estar presentes en afloramientos o secciones subsuperficiales que se pueden trazar por identidad litológica por grandes distancias. Esas capas guías no solo son útiles para correlación estratigráfica del tiempo sino también para correlación litoestratigráfica, si se depositaron como resultado de un evento geológico que se presentó de forma esencialmente instantánea.

- El evento depositacional de más corto tiempo es la caída de cenizas de una erupción volcánica. Las capas formadas de caídas de ceniza se llaman estratos de ceniza, estratos de tefras, capas de bentonita (si la ceniza se altera a arcillas bentoníticas) o estratos de toba. La caída de cenizas de una erupción simple puede producir estratos de cenizas de varios cm, que pueden cubrir de cientos a cientos de miles de km^2 .

Los estratos de tefra son puntos de referencia extremadamente útiles en las secciones estratigráficas. Ellos proporcionan un medio para correlación estratigráfica del tiempo si tienen suficiente extensión lateral y vertical y si se pueden identificar como el producto de una erupción volcánica.

La identificación de los estratos de ceniza individual o bentonita frecuentemente se puede hacer teniendo en cuenta las características petrográficas, los tipos de granos minerales, los fragmentos de roca, los fragmentos de vidrio u otros componentes y elementos traza. Las edades de esos estratos se pueden determinar por métodos radiométricos, permitiendo así que los estratos se puedan identificar y correlacionar por edades contemporáneas. Los estratos de tefras son particularmente útiles en correlación a través de cuencas marinas, pero algunos trabajadores han hecho esfuerzos para correlacionar estratos de cenizas en cuencas marinas con flujos de lava bien datados o estratos de ceniza sobre la tierra; además extienden las correlaciones marinas hacia el continente.

- Las corrientes de turbidez constituyen otro tipo de evento geológico instantáneo que puede producir depósitos dispersos. Las turbiditas pueden tener significado cronoestratigráfico si una capa de turbidita particular o secuencia se puede diferenciar de otras unidades de turbiditas y trazarla lateralmente. Desafortunadamente las turbiditas comúnmente consisten de secuencias rítmicas o cíclicas de unidades que tienen apariencia muy similar y por lo tanto son muy difíciles de diferenciar. Así en la práctica, la utilidad de las turbiditas en la correlación estratigráfica del tiempo es limitada; la Figura 7.12, muestra un ejemplo distintivo de una capa de ceniza que proporciona un horizonte marcador cronoestratigráfico que se puede reconocer y correlacionar en varios pozos que penetran conglomerados, areniscas y lodolitas de aguas profundas en la cuenca Ventura, California. Las unidades de turbiditas y otras

facies de aguas más profundas se pueden correlacionar por su posición en la secuencia con respecto al horizonte de ceniza. Sin esta capa marcadora, las unidades de turbidita no se podrían correlacionar.

- Otro tipo de evento geológico catastrófico de corto tiempo incluye las tormentas de polvo que producen depósitos de loes de grano fino sobre la tierra o estratos de limo-arena en cuencas marinas.

- Condiciones depositacionales no catastróficas también pueden generar capas delgadas marcadoras dispersas bajo algunas condiciones depositacionales. La depositación de esas capas no necesariamente se presenta instantáneamente. No obstante se pueden usar para correlación estratigráfica del tiempo si se formaron como resultado de la depositación que tuvo lugar sobre una gran parte de la cuenca durante un período relativamente corto, bajo condiciones depositacionales esencialmente uniformes.

Por ejemplo, una capa de caliza delgada dentro de una secuencia predominantemente lutítica o limosa implica depositación de la caliza bajo condiciones esencialmente simultáneas a través de una provincia geológica. Tal capa de caliza puede representar una amplia incursión de condiciones marinas en un ambiente no marino o represamiento temporal de agua fresca para formar un gran lago superficial. Las unidades de calizas delgadas en una secuencia espesa de depósitos clásticos marinos pueden indicar depositación en la plataforma de carbonatos durante amplios períodos cuando los detritos clásticos fueron temporalmente atrapados en un ambiente estuarino a deltáico y así fue protegido del escape sobre la plataforma; por el contrario intercalaciones delgadas de arena, arcilla o limo en una secuencia espesa de carbonatos o evaporíticas, puede representar incursiones temporales de detritos clásticos dentro de una cuenca de carbonatos o evaporitas. Tales incursiones se pueden deber a un repentino incremento en el suministro de detritos como resultado de eventos tectónicos, inundaciones periódicas sobre el continente o depositación por tormentas de viento o corrientes de turbidez. Las capas dispersas delgadas y continuas de evaporitas también pueden tener significado en la estratigrafía del tiempo, porque ellas parecen representar depositación aproximadamente simultánea a través de grandes cuencas evaporíticas.

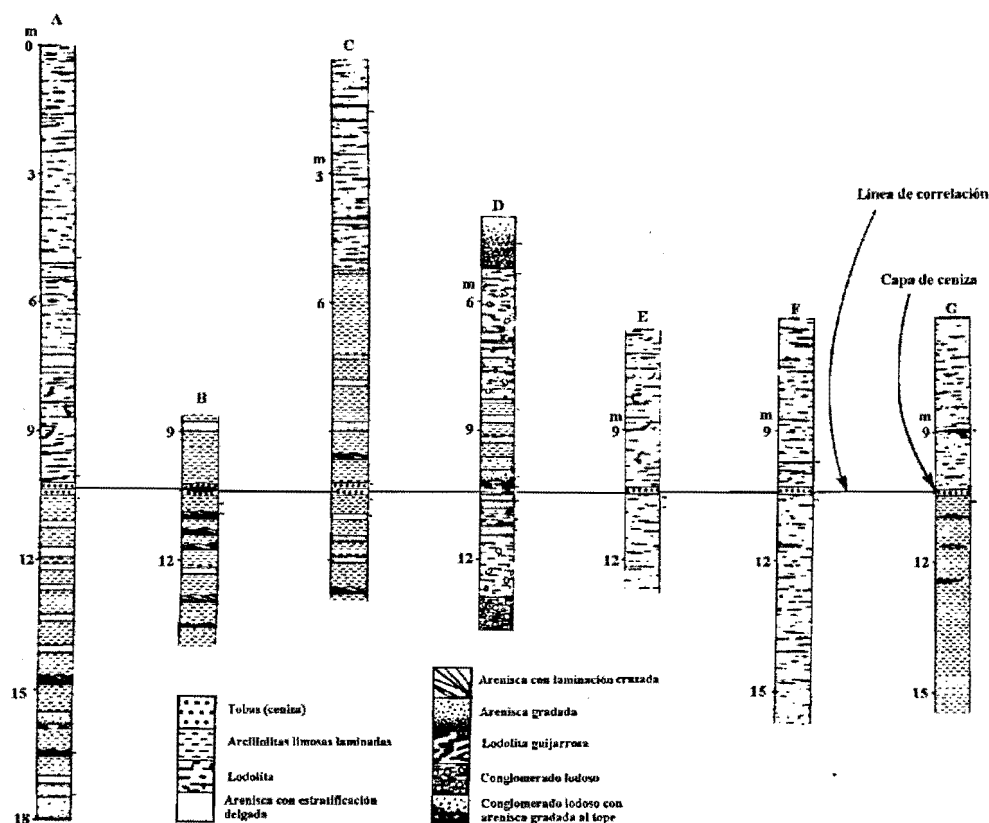


Figura 7.12. Las cenizas Balley del Plioceno Tardío en la cuenca Ventura en California, proporcionan una capa guía cronoestratigráfica que se puede correlacionar a través de afloramientos en la cuenca (A a G), permitiendo que las capas de lodolitas y areniscas que se encuentran por encima de la capa guía se correlacionen con la capa guía. La capa de ceniza esta perdida en la sección D. Modificado de Boggs, 1994.

7.3.2. Correlación con base en eventos transgresivos regresivos

El evento de correlación en este caso se basa en la correlación de picos correspondientes a ciclos de sedimentación simétrica que se presume son sincrónicos. Los eventos representados en este tipo de correlación son el resultado de transgresiones y regresiones que pueden representar cambios eustáticos simultáneos en el nivel del mar a lo amplio del mundo o cambios más locales debido a ascenso, subsidencia o fluctuación en el suministro de sedimentos. Los depósitos formados durante cualquier ciclo transgresivo-regresivo contienen un plano de tiempo particular que representa el tiempo de máxima inundación del mar que es el tiempo al cual la profundidad del agua fue mayor en cualquier localidad particular, Figura 7.13.

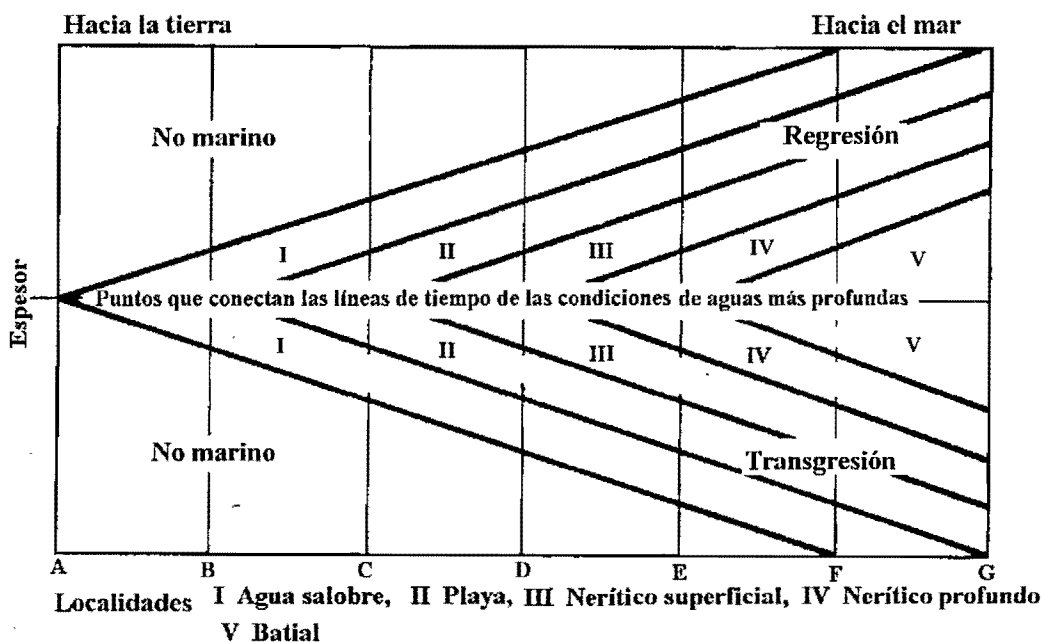


Figura 7.13. Línea de correlación del tiempo. Modificado de Boggs, 1994.

Las rocas que están estratigráficamente debajo de este plano de tiempo se depositaron durante la transgresión y las que se encuentran por encima durante la regresión. Este plano de tiempo se puede identificar usando datos de fósiles para determinar la zonación profunda y máxima profundidad del agua en varias localidades. La posición del plano de tiempo se puede establecer también de evidencias litológicas determinando en la sección estratigráfica vertical en cada localidad la posición de la sección en donde las rocas están simétricamente distribuidas con respecto a las facies presentes más hacia la cuenca. Una superficie que conecta las rocas más hacia la cuenca en cada una de las secciones verticales define la posición aproximada del plano de tiempo y así la correlación estratigráfica del tiempo entre las secciones, Figura 7.14.

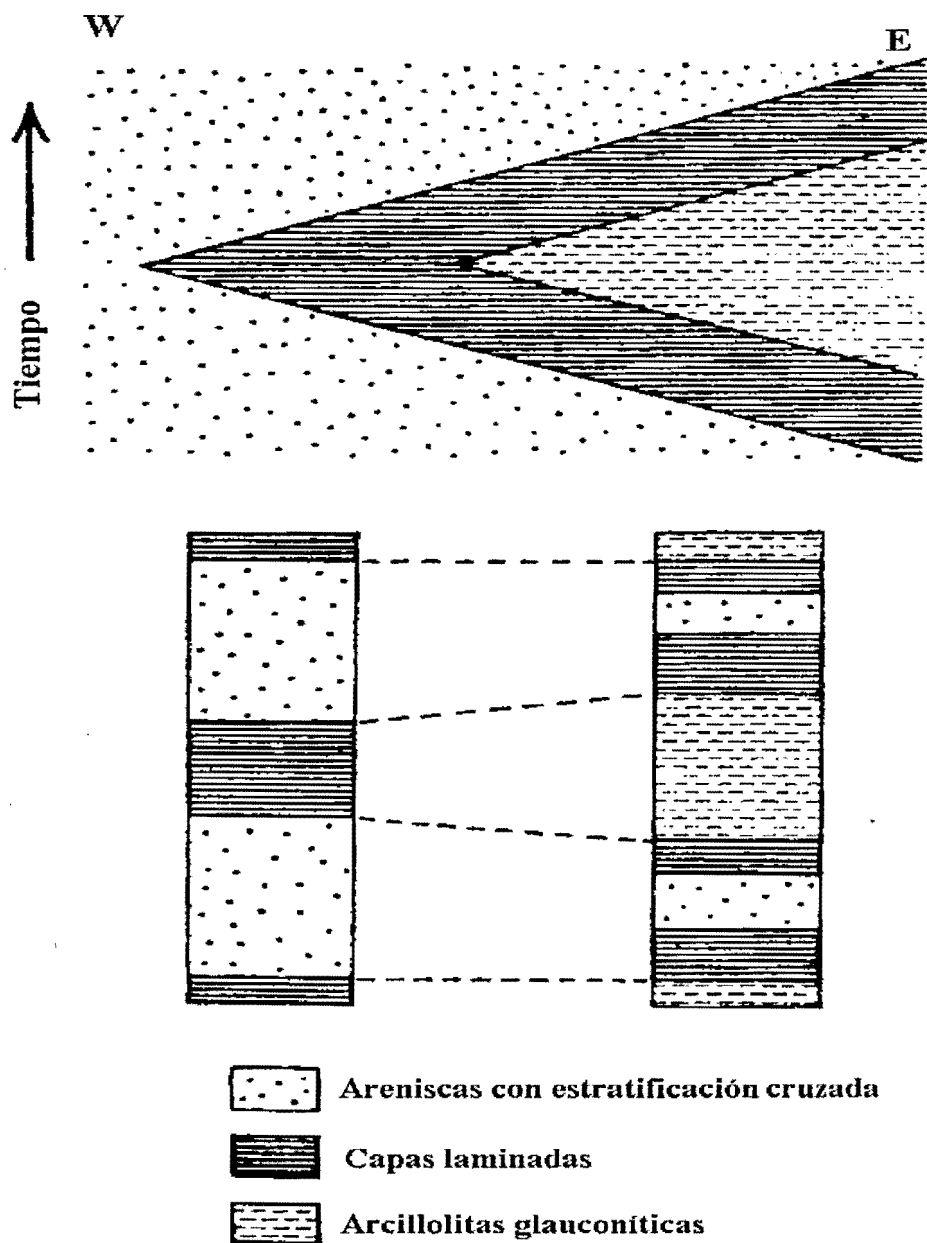


Figura 7.14. Sedimentación cíclica transgresiva-regresiva y correlación del evento en el Eoceno de la Isla de Wight en el Sur de Inglaterra. Modificado de Boggs, 1994.

7.3.4. Correlación por isótopos estables

Variaciones en la abundancia relativa de ciertos isótopos no radiactivos estables en sedimentos marinos y fósiles se pueden usar como una herramienta para correlaciones cronoestratigráficas de sedimentos marinos.

Las evidencias geoquímicas muestran que la composición isotópica de oxígeno, carbono y sulfuro en el océano ha sufrido grandes fluctuaciones en el pasado geológico, fluctuaciones que se han registrado en sedimentos marinos. Debido a que el tiempo involucrado en el océano es cerca de 1000 años o menos, las fluctuaciones marinas isotópicas se consideran esencialmente isocronas a través del mundo. Las variaciones en las composiciones isotópicas de sedimentos o fósiles permite, a los geoquímicos construir las curvas de composición isotópica que se pueden usar como marcadores estratigráficos para propósitos de correlación. Para ser útiles en correlación, las fluctuaciones en la composición isotópica deben ser reconocibles a una escala global y debe ser de muy corta duración. Los estratígrafos deben ser capaces de fijar las posiciones estratigráficas relativas de esas fluctuaciones con relación a las escalas bioestratigráficas, radiométricas etc. Los isótopos de oxígeno han probado ser útiles para correlación cronoestratigráfica de sedimentos Cuaternarios y del Terciario Tardío. Los isótopos de carbono y sulfuro son útiles para correlacionar rocas de ciertas edades.

- Isótopos de Oxígeno. Mucho del oxígeno en el océano ocurre como oxígeno 16. El oxígeno 18 es mucho más raro, pero esta presente en cantidades medibles. La relación de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el océano en cualquier tiempo dado en el pasado se ha construido en minerales carbonáticos marinos contemporáneos y conchas de carbonato de calcio de organismos marinos, como un registro permanente de la composición isotópica del océano en esos tiempos. Las fluctuaciones en las relaciones isotópicas del oxígeno en el océano con el tiempo, también presentan fluctuaciones en las relaciones isotópicas de esos carbonatos marinos y fósiles. La clasificación de sedimentos de mar profundo con base en las relaciones isotópicas de oxígeno en las conchas de organismos marinos calcáreos, particularmente foraminíferos, ha dado pautas a una nueva estratigrafía para sedimentos Cuaternarios. Este método estratigráfico comúnmente es referido como estratigrafía de isótopos de oxígeno.

La relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en carbonatos biogénicos marinos refleja la temperatura y la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del agua en la cual esos carbonatos se formaron. La relación de la paleotemperatura del océano (T) con respecto a la composición isotópica ha sido mostrada por Shackleton 1967 como:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38 (\delta_c - \delta_w) + 0.10 (\delta_c - \delta_w)^2$$

En donde δc = Composición de equilibrio isotópica del oxígeno en la calcita.

δW = Composición isotópica del oxígeno del agua de la cual se precipita la calcita.

La notación δc y δw se refieren no solo a la abundancia isotópica real en la calcita y el agua, sino también a la desviación de la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ (partes por mil) en calcita y el agua con respecto a un estándar arbitrario. El estándar que comúnmente se usa para los isótopos de oxígeno es el PDB de la Universidad de Chicago. El PDB, se refiere a un belemnite fósil particular de la Formación Pee Dee del sur de Carolina. La desviación por mil referida a $\delta^{18}\text{O}$ se expresa por la relación:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{estándar}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{estándar}}} \right] * 1000$$

La estratigrafía de los isótopos de oxígeno se basa en el hecho que los valores $\delta^{18}\text{O}$ en carbonatos biogénicos marinos reflejan la temperatura y la composición isotópica del agua de la cual la calcita precipita. Esos factores son a su vez función del clima. Cuando el agua se evapora en la superficie del océano, los isótopos ^{16}O más livianos son preferencialmente removidos en el vapor de agua, dejando el ^{18}O más pesado en el océano. Este proceso de fraccionamiento isotópico hace que el vapor de agua tenga menos ^{18}O que el agua de mar de la cual se evapora. Cuando el vapor se condensa para formar lluvia o nieve, el agua que contiene el oxígeno pesado tenderá a precipitar primero dejando el vapor restante disminuido en ^{18}O comparado con el vapor inicial. Así, la precipitación que cae cerca a la costa y corre rápidamente hacia el océano contendrá oxígeno más pesado que la que cae en el interior de los continentes o en las regiones polares, donde esta retorna más lentamente al océano. Hay una correlación también entre la temperatura del aire y la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ del precipitado. La lluvia o la nieve donde el aire es más frío son más livianas. Por ejemplo, la composición isotópica de oxígeno promedia para el agua de mar es de -0.28‰ (por mil), la precipitación que cae en las capas de nieve de Groenlandia es cerca de -35‰ y en partes relativamente inaccesibles de capas de hielo de la Antártida es tan negativa como -58‰.

Los carbonatos marinos que precipitan en el océano durante una etapa glacial, particularmente carbonatos biogénicos tales como foraminíferos, se enriquecerán en ^{18}O con respecto a los que precipitan durante el tiempo cuando el clima es más caliente y las capas de hielo están ausentes o son mucho más pequeñas sobre la tierra.

Los cambios en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ de calcita biogénica marina así refleja los cambios en el volumen de hielo sobre la tierra.

El descenso en la temperatura del agua de mar en la cual la calcita biogénica precipita, también produce un incremento en los valores $\delta^{18}\text{O}$ que se encuentran dentro de la calcita. Así durante las etapas glaciales, tanto el descenso de la temperatura del agua del océano y los cambios de la composición isotópica del agua oceánica debido a la presencia de capas de hielo sobre los continentes, se combinan para producir un incremento en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ de calcitas biogénicas, por el contrario la fusión de las capas de hielo polar, con el consecuente retorno del oxígeno liviano al agua del océano e incremento en la temperatura del océano se reflejan en la disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en los carbonatos biogénicos marinos.

Esas fluctuaciones en los isótopos de oxígeno entre valores máximos y mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ en respuesta al aumento y disminución de los glaciales durante el Cuaternario son la base de correlación de núcleos de sedimentos de mar profundo.

- Isótopos de Carbono. El carbono 12 y 13 son los isótopos no radiactivos del carbono. El carbono 12 es mucho más abundante que el 13 y se encuentra en el carbono del agua de mar. La relación isotópica de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ se puede expresar en términos de la desviación por mil ($\delta^{13}\text{C}$) del estándar Belemnite PDB, igual que como se expresan las relaciones isotópicas del oxígeno. Los valores $\delta^{13}\text{C}$ en los carbonatos marinos refleja la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ del CO_2 disuelto en el agua profunda del océano; la relación es en turno una reflexión de la fuente del carbono en el CO_2 . El CO_2 se disuelve en el océano por intercambio con la atmósfera y se genera también por decaimiento de la materia orgánica que se origina en el océano y en la tierra. El CO_2 derivado del decaimiento de la materia orgánica tiene menor ^{13}C comparado al derivado de la atmósfera. Así, el agua lluvia de los continentes trae aguas ricas en materia orgánica con bajas relaciones $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ dentro del océano, disminuyendo significativamente el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas superficiales del océano cerca a los continentes.

Otro factor que influencia el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ del agua del océano, y así el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en las conchas de organismos marinos que viven en esas aguas, es el tiempo de residencia de las masas de agua profunda en el océano, el carbono 13 disminuye en las masas de aguas profundas que tienen gran tiempo de residencia cerca al fondo del océano, debido a la oxidación de la materia orgánica baja en $\delta^{13}\text{C}$ que se sumerge de la superficie.

La oxidación de esta materia orgánica baja en $\delta^{13}\text{C}$ conduce a la producción de bicarbonato disuelto bajo en $\delta^{13}\text{C}$ (HCO_3^-) el cual es luego usado para que los organismos construyan las conchas.

La respiración por los organismos que habitan el fondo aparentemente también causa un decrecimiento en el $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas del fondo.

Debido a que el $\delta^{13}\text{C}$ en las conchas calcáreas de organismos marinos es una función del contenido de $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas en las cuales ellos viven, los cambios en el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ de organismos marinos fósiles indican cambios en la masa de agua del océano.

La disminución abrupta en el $\delta^{13}\text{C}$ en organismos calcáreos marinos fósiles puede reflejar cambios en la paleocirculación del océano profundo y patrones de manaciones que hace que las aguas profundas bajas en $\delta^{13}\text{C}$ se dispersen hacia arriba y abajo dentro de otras partes del océano. O tal disminución puede reflejar cambios en el patrón de circulación superficial que trae aguas oceánicas de la superficie bajas en $\delta^{13}\text{C}$ de las márgenes continentales en cuencas más profundas. Un incremento significativo en la biomasa total producida sobre los continentes durante cualquier intervalo de tiempo geológico particular se podría causar por un incremento en el agua lluvia de bajo $\delta^{13}\text{C}$ a los océanos.

8. UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS

8.1. NATURALEZA DE LAS UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS.

Las unidades Cronoestratigráficas son cuerpos de rocas, estratificados o no estratificados, que se formaron durante un intervalo específico de tiempo geológico. Las unidades de tiempo geológico durante las cuales las unidades cronoestratigráficas se formaron se denominan unidades geocronológicas.

8.2. DEFINICIONES

8.2.1 Cronoestratigrafía

El elemento de la estratigrafía que tiene que ver con las relaciones de tiempo relativo y edades de los cuerpos de roca.

8.2.3. Clasificación Cronoestratigráfica

La organización de las rocas en unidades con base en su edad o tiempo de origen.

El propósito de la clasificación cronoestratigráfica es organizar sistemáticamente las rocas que forman la corteza de la tierra dentro de unidades nombradas (unidades cronoestratigráficas) correspondientes a intervalos de tiempo geológico (unidades geocronológicas) para que sirvan como base para la correlación de tiempo y un sistema de referencia para registrar eventos de la historia de la tierra.

8.2.4. Unidades Cronoestratigráficas

Un cuerpo de rocas que incluye todas las rocas formadas durante un intervalo específico de tiempo geológico, y solamente esas rocas que se formaron durante ese lapso de tiempo. Las unidades cronoestratigráficas están limitadas por horizontes sincrónicos. El rango y la magnitud relativa de las unidades en la jerarquía cronoestratigráfica son una función de la longitud del intervalo de tiempo que sus rocas encierran antes que sus espesores físicos.

8.2.5. Horizonte Cronoestratigráfico (Cronohorizonte)

Una superficie estratigráfica o interface que es sincrónica, en cualquier parte tiene de la misma edad.

8.3. CLASES DE UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS

8.3.1. Jerarquía y términos formales de las unidades cronoestratigráficas y geocronológicas

La guía recomienda los siguientes términos cronoestratigráficos formales y equivalentes geocronológicos para expresar las unidades de diferente rango o espacio de tiempo. Tabla 8.1

Tabla 8.1. Jerarquía convencional de términos cronoestratigráficos y geocronológicos formales.

Cronoestratigráfica	Geocronológica
Eonotema	Eon
Eratema	Era
Sistema*	Periodo*
Serie*	Epoca*
Etapas+	Edad
Subetapa	Subedad o edad

* Si se necesitan rangos adicionales, el prefijo sub y super se puede usar con esos términos.

+ Varias etapas adyacentes se pueden agrupar dentro de una superetapa

La posición dentro de una unidad cronoestratigráfica se expresa por adjetivos indicativos de posición tal como: basal, inferior, medio, superior etc.; la posición dentro de una unidad geocronológica se expresa por adjetivos temporales tales como: temprano, medio, tardío, etc.

- Etapa (y edad)

La etapa se ha denominado como la unidad de trabajo básico de la cronoestratigrafía porque esta es adecuada en espacio y rango a las necesidades prácticas y propósitos de clasificación cronoestratigráfica intraregional.

Definición. La etapa incluye todas las rocas formadas durante una edad. Una etapa es normalmente la unidad de rango más bajo en la jerarquía cronoestratigráfica que se puede reconocer a una escala global. Esta es una subdivisión de una serie.

Límites y estratotipos. Una etapa se define por sus estratotipos de límite, secciones que contienen un punto designado de una secuencia estratigráfica de depositación esencialmente continua, preferiblemente marina, escogida por su potencial correlación.

La selección de los límites de las etapas de la escala estándar cronoestratigráfica global merece particular énfasis porque tales límites sirven para definir no solamente las etapas sino también las unidades cronoestratigráficas de rango más alto, tales como series y sistemas.

Espacio de tiempo. Los estratotipos de límite inferior y superior de una etapa representan momentos específicos en el tiempo geológico, y el intervalo de tiempo entre ellos es el espacio de tiempo de la etapa. Normalmente las etapas reconocidas varían en espacio de tiempo, pero muchas varían entre 2 y 10 millones de años. El espesor de los estratos en una etapa y su duración en tiempo son variables independientes de magnitudes ampliamente variantes.

Nombre. El nombre de la etapa se debería derivar de un rasgo geográfico en la vecindad de su estratotipo o área tipo. En inglés, la forma adjetiva del término geográfico se usa con la terminación “ian” o “an”. La edad toma el mismo nombre de la etapa correspondiente.

- **Subetapa y superetapa**

Una subetapa es una subdivisión de una etapa cuyo término geocronológico equivalente es subedad. Una etapa adyacente se puede agrupar en una superetapa. Los nombres de las subetapas y las superetapas siguen las mismas reglas que las etapas.

- **Series (y época)**

Definición. La series es una unidad cronoestratigráfica de rango superior a la etapa e inferior al sistema. El equivalente geocronológico de la series es una época. Los términos superseries y subseries han sido muy poco usados.

Límites y estratotipos de límite. Las series se definen por estratotipos de límite.

Espacio de tiempo. El espacio de tiempo de las series corrientemente aceptados varía de 13 a 35 millones de años.

Nombre. El nombre de una nueva serie se debería derivar de un rasgo geográfico en la vecindad de su estratotipo o área tipo. Sin embargo, los nombres de muchas series comúnmente reconocidas se derivan de su posición dentro del sistema: inferior, medio, superior. A los nombres de origen geográfico preferiblemente se les deberían dar las terminaciones “ian” o “an”. La época correspondiente a una serie toma el mismo nombre como la series excepto que los términos “inferior” y “superior”

aplicados a las series se cambian por “temprano” y “tardío” cuando se refiere a una época.

Mal uso del término series. El uso del término “series” para unidades litoestratigráficas más o menos equivalente a un grupo se debería discontinuar.

- **Sistema (y Periodo)**

Definición. Un sistema es una unidad de mayor rango en la jerarquía cronoestratigráfica convencional, encima de una serie y debajo de un eratema. El equivalente geocronológico de un sistema es un periodo. Ocasionalmente se han usado, los términos subsistema y supersistema.

Límites de estratotipos de límite. Los límites de un sistema se definen por los estratotipos de límite.

Espacio de tiempo. El espacio de tiempo comúnmente aceptado para los sistemas del Fanerozoico varía entre 30 y 80 millones de años, excepto para el Sistema Cuaternario que sólo tiene un espacio de tiempo de cerca de 1.64 millones de años.

Nombre. Los nombres de los sistemas normalmente reconocidos son de diverso origen, heredados de las primeras clasificaciones; algunos, indican posición cronológica (Terciario, Cuaternario), otros tienen connotación litológica (Carbonífero, Cretáceo), otros son gentilicios (Ordoviciano, Siluriano), y aún otros son geográficos (Devoniano, Pérmico). De cualquier modo, ellos llevan una variedad de terminaciones tales como “an”, “ic”, y “ous”. No hay necesidad de estandarizar la derivación u ortografía de los nombres de los sistemas bien establecidos. El periodo toma el mismo nombre del sistema al cual corresponda.

- **Eratema (y Era)**

Un eratema consiste de un grupo de sistemas. El equivalente geocronológico de un eratema es una era. Los nombres de los eratemas se escogieron de tal manera que reflejaron los principales cambios del desarrollo de la vida sobre la tierra: Paleozoico (vida vieja), Mesozoico (vida intermedia) y Cenozoico (vida reciente). Las eras llevan los mismos nombres de sus eratemas correspondientes.

- **Eonotema (y Eon)**

Un eonotema es una unidad cronoestratigráfica mayor que un eratema. El equivalente geocronológico es un eon. Generalmente se reconocen tres eonotemas, de más viejo a más joven, el Arqueano, el Proterozoico y en Fanerozoico. Los dos primeros forman el Precámbrico. Los eones toman el mismo nombre de sus eonotemas correspondientes.

8.3.2. Unidades cronoestratigráficas formales no jerárquicas (la cronozona)

Definición

Una cronozona es una unidad cronoestratigráfica formal de rango no definido, que no hace parte de la jerarquía de las unidades cronoestratigráficas convencionales. Este es el cuerpo de las rocas formadas en cualquier parte durante el espacio de tiempo de alguna unidad estratigráfica o rasgo geológico designado. La unidad geocronológica correspondiente es el cron.

Espacio de tiempo. El espacio de tiempo de una cronozona es el espacio de tiempo de una unidad o intervalo estratigráfico previamente designado, tal como una unidad litoestratigráfica, bioestratigráfica o de polaridad magnetoestratigráfica. Esta se debe reconocer, a pesar que la unidad estratigráfica sobre la cual se basa la cronozona se extiende geográficamente solamente tan lejos como sus propiedades diagnósticas se puedan reconocer, la correspondiente cronozona incluye todas las rocas formadas en cualquier parte durante el espacio de tiempo representado por la unidad designada. Por ejemplo, una cronozona formal que se base sobre el espacio de tiempo de una biozona incluye todos los estratos equivalentes en edad al espacio de tiempo máximo total de esa biozona prescindiendo de la presencia o ausencia de los fósiles diagnósticos de la biozona. Figura 8.1

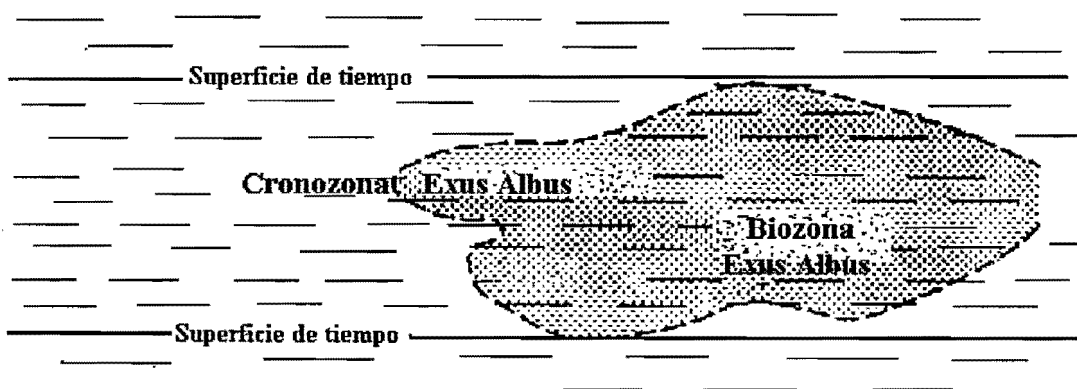


Figura 8.1. Relación entre la Cronozona *Exus albus* y la biozona *Exus albus* (distribución de especímenes de *Exus albus* mostrado por el patrón de puntos).

Nombre. Una cronozona toma su nombre de la unidad estratigráfica sobre la cual se basa, por ejemplo: Cronozona *Exus albus*, se basa sobre la zona de extensión *Exus albus*.

8.4. ESCALA CRONOESTRATIGRAFICA (GEOCRONOLOGICA) ESTANDAR GLOBAL

8.4.1. Concepto

El principal objetivo de la clasificación cronoestratigráfica es el establecimiento de una jerarquía de unidades cronoestratigráficas de aplicación a lo amplio del mundo, la cual sirva como una escala estándar de referencia para la datación de todas las rocas en cualquier parte y para relacionar todas las rocas en cualquier parte del mundo a la historia geológica. Todas las unidades de la jerarquía cronoestratigráfica estándar teóricamente son de extensión mundial, como sus correspondientes espacios de tiempo.

8.4.2. Estado presente

La tabla 8.2 muestra la escala cronoestratigráfica (Geocronológica) estándar global de uso común. Se adicionan las edades numéricas tomadas de escalas de tiempo recientemente publicadas. Solo se muestran las unidades mayores para las cuales hay acuerdo general.

8.5. ESCALAS CRONOESTRATIGRÁFICAS REGIONALES

Las unidades de la escala cronoestratigráfica (geocronológica) estándar global son válidas solamente cuando se basa sobre una completa estratigrafía detallada local y regional. Por lo tanto, la ruta hacia el reconocimiento de unidades uniformes globales es por medio de escalas estratigráficas locales o regionales. Además, las unidades regionales probablemente siempre serán necesarias si o no ellas se puedan correlacionar con las unidades estándares globales. Es mejor referir estratos a unidades locales o regionales con exactitud y precisión antes que extender hacia fuera los límites corrientes de correlación de tiempo asignando esos estratos a unidades de escala global. Las unidades cronoestratigráficas locales o regionales son gobernadas por las mismas reglas que son establecidas para las unidades de la escala cronoestratigráfica global.

8.5.1. Subdivisión del Precámbrico.

El Precámbrico se ha subdividido en unidades geocronométricas arbitrarias, pero este no se ha subdividido en unidades cronoestratigráficas reconocibles a escala global.

Hay prospectos que la subdivisión cronoestratigráfica de mucha parte del Precámbrico se puede obtener eventualmente a través de datación isotópica y a través de otros medios de correlación del tiempo. Sin embargo, los principios básicos ha usarse en la subdivisión del Precámbrico en unidades cronoestratigráficas mayores debería ser el mismo que como para las rocas del Fanerozoico, aunque se pueda hacer diferente énfasis sobre varios medios de correlación del tiempo, predominantemente datación isotópica.

Tabla 8.2. Principales unidades de la escala Cronoestratigráfica (Geocronológica) global (1)

Eonotema (Eón) *	Eratema (Era) *	Sistema (Período) *	Serie (Época) *	Edad Numérica (Ma)		
				(2)	(3)	(4)
FANERO ZOICO	CENOZOICO (Vida reciente)	Cuaternario	Holoceno			
			Pleistoceno	1.60		1.64
		Terciario (Neogeno)	Plioceno			
			Mioceno	23.8	23	23.3
		Terciario (Paleogeno)	Oligoceno			
			Eoceno			
			Paleoceno	66.4	65	65
	MESOZOICO (Vida intermedia)	Cretácico	Superior Inferior	144	135	145.8
		Jurásico	Superior Medio Inferior	208	205	208
		Triásico	Superior Medio Inferior	245	250	245
		Pérmico	Superior Inferior	286	300	290
			Carbonífero (5)	360	355	362.5
		Devónico	Superior Medio Inferior	408	410	408.5
	PALEOZOICO (Vida vieja)	Silúrico		438	438	439
		Ordoviciano	Superior Medio Inferior	505	510	510
		Cámbrico				
				580	580	580
PRECAMB RICO	PROTEROZOIC O			2500		2500
	ARCAICO					

- (1) Varias escalas cronoestratigráficas o geocronológicas más detalladas se han publicado en los últimos 10 a 15 años incluyendo las de Palmer (1983) y Harland y otros (1982, 1990), referenciadas abajo, y la carta estratigráfica global 1989 de la comisión internacional de Estratigrafía.
- (2) Palmer, A. R. 1983. The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale
- (3) Snelling, N. J. 1988. Measurement of geological time and the Geological Time Scale
- (4) Harland, W. B., et al., 1990. A Geologic Time Scale 1989
- (5) En Norteamérica, en lugar de un Sistema Carbonífero, se han reconocido dos sistemas: Sistema Misisipiano (más viejo) y Sistema Pensilvaniano (más joven). Algunas veces se conocen como subsistemas del Sistema Carbonífero.

Unidades (geocronológicas)* Unidades Cronoestratigráficas

8.5.2. Unidades cronoestratigráficas del cuaternario

Los principios básicos usados en la subdivisión del Cuaternario dentro de las unidades cronoestratigráficas son los mismos que para otras unidades del Fanerozoico, aunque los métodos de correlación de tiempo pueden tener distinto énfasis. Como en el caso de otras unidades cronoestratigráficas, las del Cuaternario requieren definición de límites y la designación de los estratotipos de límite.

8.6. PROCEDIMIENTOS PARA ESTABLECER UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS

8.6.1. Estratotipos de límite como estándares

La parte esencial de la definición de una unidad cronoestratigráfica es el espacio de tiempo durante el cual la unidad descrita fue formada. Ya que únicamente el registro del tiempo geológico y los eventos de la historia geológica caen en las rocas, el mejor estándar para una unidad cronoestratigráfica es un cuerpo de rocas formada entre dos instantes de tiempo geológico designados.

Por esas razones, los límites de una unidad cronoestratigráfica de cualquier rango se definen por dos puntos de referencia designados en la secuencia de rocas. Los dos puntos se localizan en los estratotipos de límite de la unidad cronoestratigráfica la cual no necesita ser parte de una sección simple. Ambos, sin embargo, se deberían escoger en secuencias de depositación esencialmente continua, ya que los puntos de referencia para los límites deberían representar puntos tan específicos como sea posible, Figura 8.2.

8.6.2. Ventajas de definir las unidades cronoestratigráficas por sus estratotipos de límite inferior

- La definición de una unidad cronoestratigráfica hace énfasis en la selección del estratotipo de límite de su límite inferior; su límite superior se define como el límite inferior de la unidad siguiente. Este procedimiento evita vacíos y traslapes en la escala cronoestratigráfica estándar global. Por ejemplo, se debería mostrar que el horizonte seleccionado esta al nivel de un quiebre no detectado en la secuencia, luego el espacio perdido de la historia geológica pertenecería a la unidad inferior que por definición y ambigüedad se evita.

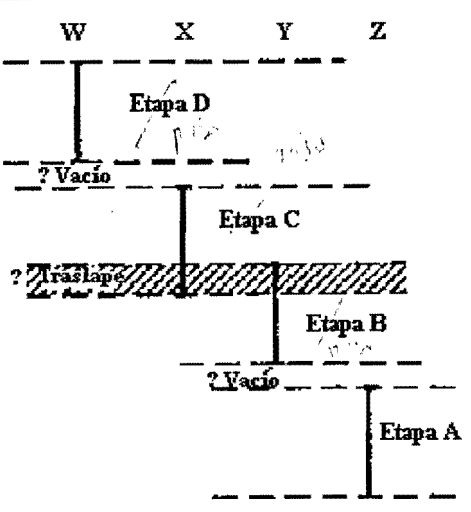
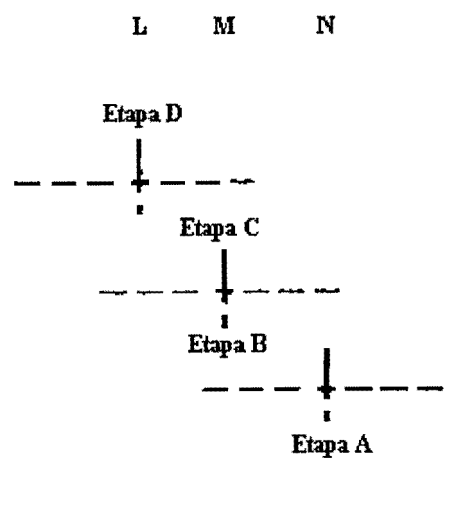


Definición por estratotipos de unidad	Definición por estratotipos de límite
	
W, X, Y, Z Localidades tipo separadas	L, M, N Secciones de estratotipos de límite
 Estratotipo de unidad	 Estratotipo de límite

Figura 8.2. Ventajas de definir las etapas por estratotipos de límite antes que por estratotipos de unidad, donde las localidades se encuentran muy separadas.

8.6.3. Requerimientos para la selección de los estratotipos de límite de las unidades cronoestratigráficas

Las unidades cronoestratigráficas ofrecen la mejor promesa de ser identificadas, aceptadas, y usadas globalmente y de ser además, la base para la comunicación y el entendimiento internacional porque se definen con base en su tiempo de formación, una propiedad universal. Particularmente importante en este aspecto son las unidades de la escala cronoestratigráfica (geocronológica) estándar global. El término "Sección Estratotipo de Límite Global y Punto" (GSSP) ha sido propuesto para los estratotipos de límite estándar de las unidades de esta escala.

Además de los requerimientos generales para la selección y descripción de los estratotipos de límite de las unidades cronoestratigráficas deberían llenar los siguientes requisitos:

- Los estratotipos de límite se deben seleccionar en secciones representativas de deposición esencialmente continua. la peor escogencia posible para un estratotipo de límite de una unidad cronoestratigráfica es una inconfomidad.

- El estratotipo de límite de una unidad cronoestratigráfica estándar global debería ser en secciones marinas fosilíferas sin mayores cambios de litofacies o biofacies verticales. El estratotipo de límite de una unidad cronoestratigráfica de aplicación local puede ser en una sección no marina.
- El contenido fósil debería ser abundante, distintivo, bien preservado, y que represente una fauna y/o flora tan cosmopolitana y tan diversa como sea posible.
- La sección debería estar bien expuesta y en un área de mínima deformación estructural o disturbancia superficial, metamorfismo y alteración diagenética, y con amplio espesor de estratos debajo, encima y lateralmente desde el estratotipo de límite seleccionado.
- Los estratotipos de límite de las unidades de la escala cronoestratigráfica estándar global se deberían seleccionar en secciones fácilmente accesibles que ofrezcan razonable seguridad de estudio libre, colección y gran rango de preservación. Marcadores de campo permanentes son deseables.
- La sección seleccionada debería ser bien estudiada y colectada y los resultados de las investigaciones publicados, y los fósiles coleccionados desde la sección seguramente almacenados y fácilmente accesibles para estudio permanente.
- La selección del estratotipo de límite, donde sea posible, debería tener en cuenta la prioridad y uso histórico y se debería aproximar a límites tradicionales.
- Para asegurar su aceptación y uso en las ciencias de la tierra un estratotipo de límite se debería seleccionar que contenga como mínimo horizonte marcador u otro atributo favorable para la correlación en tiempo tan lejos como sea posible.
- La comisión estratigráfica internacional IUGS es el cuerpo responsable para coordinar la selección y aprobación de los GSSPs de las unidades de la escala Cronoestratigráfica (Geocronológica) estándar global.

Los problemas que se tienen en la correlación paleontológica del tiempo provienen al considerar la variedad de ambientes de vida y la gran variación lateral en las formas vivientes de la tierra en el presente. Adicionando a esto las complejidades debidas a las fluctuaciones de los ambientes del pasado, la deriva continental, los cambios diagenéticos de los estratos, el metamorfismo, los inconvenientes en la preservación de los fósiles, el tiempo requerido para la migración, accidentes en la recolección y otros factores, Figura 8.3, se entiende

entonces que con éstos grandes problemas, la correlación paleontológica del tiempo a gran escala tiene serias limitaciones. Además, las rocas del Precámbrico, usualmente no contienen fósiles. constituyen una gran parte de la corteza de la tierra y corresponden al 85% del tiempo geológico, y aún en el Fanerozoico no todos los estratos son fosilíferos, y donde se presentan fósiles, sólo dan una edad relativa, no una edad exacta medida en múltiplos de años.

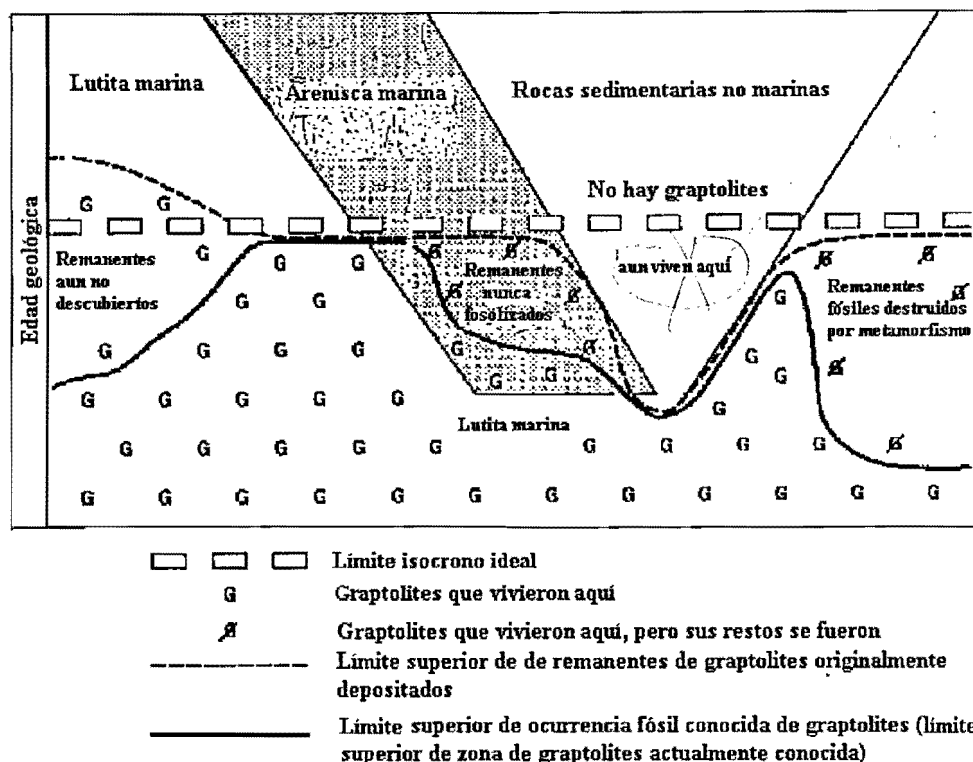


Figura 8.3. Posibles causas de variación local en la relación de la ocurrencia del límite superior de un taxón de graptolites y el límite superior de la ocurrencia presente conocida del taxón para un horizonte isocrono (horizonte cronoestratigráfico)

8.7. PROCEDIMIENTOS PARA EXTENDER UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS-CRONOCORRELACIÓN (CORRELACIÓN DE TIEMPO)

Los límites de una unidad cronoestratigráfica son por definición superficies isocronas, así que la unidad incluye en todas partes rocas que representan el mismo espacio de tiempo. Se deberían utilizar todas las líneas posibles de evidencia para la correlación de tiempo: Distribución de fósiles de muchas clases, trazas de estratos, secuencias de capas, litología, datación isotópica, marcadores de registros eléctricos, inconformidades, transgresiones y regresiones, actividad volcánica, episodios tectónicos, datos paleoclimáticos, y señales paleomagnéticas.

8.7. 1. Interrelaciones físicas de estratos

El orden de superposición de los estratos proporciona el indicador más inequívoco disponible para las relaciones de edad relativa. Todos los otros métodos de determinación de la edad, relativos y numéricos, son dependientes directamente o indirectamente de la secuencia de estratos físicos observados como un chequeo y control sobre su validez.

En cortas distancias, la traza de un plano de estratificación es el mejor indicador de isocroneidad.

Las dificultades se presentan cuando los estratos están severamente distorsionados, volcados, cuando una roca ígnea más joven es emplazada dentro de una secuencia de estratos más vieja; cuando rocas sedimentarias relativamente móviles tal como lodolitas, sal ó yeso se inyectan diapiricamente en estratos más jóvenes o fluyen sobre ellos; o discontinuidades causadas por variabilidad lateral, traslapes, inconformidades, fallamiento, intrusión. Aún en tales situaciones de dificultad, la correlación por medio de interrelaciones físicas de estratos y su secuencia estratigráfica es frecuentemente útil en la determinación de la edad relativa.

8.7. 2. Litología

Las propiedades litológicas comúnmente están influenciadas más fuertemente por el ambiente local que por la edad, los límites de las unidades litoestratigráficas eventualmente cortan a través de superficies isocronas y los rasgos litológicos similares ocurren repetidamente en la secuencia estratigráfica. Aún así, una unidad litoestratigráfica tal como una Formación siempre tiene alguna connotación cronoestratigráfica y es útil como una guía aproximada de posición cronoestratigráfica al menos localmente. Las bentonitas individuales, capas de ceniza volcánica, tonsteins, capas de calizas o fosfatos pueden ser excelentes guías para una correlación aproximada de tiempo sobre grandes áreas.

8.7. 3. Paleontología

Los fósiles constituyen uno de las mejores y medios más ampliamente usados de trazar y correlacionar secuencias sedimentarias y así determinar su edad relativa.

Aunque no hay biozonas con el límite inferior o el superior exactamente de la misma edad en todas partes, el uso de varias biozonas entrelazadas lateralmente interfiriendo y reemplazando cada una a la otra, pueden proporcionar una indicación razonable de correlación de tiempo. Tal sistema de biozonas entrelazadas puede ser muy útil en proporcionar un enlace a través de cambios ambientales mayores. Un ejemplo: es el uso de la progresión tierra a océano de animales y plantas terrestres, polen, organismos bentónicos y planctónicos marinos en la correlación entre depósitos

continentales y marinos. Otro ejemplo: es el uso del traslape de zonas de plantas y animales, en correlación desde el trópico a ambientes templados o polares.

Otra clave paleontológica efectiva para correlaciones de tiempo de gran longitud es a través de la interpretación de secuencias evolutivas de formas de fósiles.

Numerosas técnicas estadísticas se han desarrollado para este propósito.

El significado de la edad de los datos isotópicos depende de la variedad de parámetros geológicos, y el uso de métodos isotópicos en cronoestratigrafía generalmente requiere de la interpretación geológica.

8.7.4. Determinaciones isotópicas de la edad

Los métodos de datación isotópica (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar y Ar-Ar) se basan en el decaimiento radiactivo de ciertos núcleos parentales a una tasa que es constante y adecuada para medir el tiempo geológico proporciona datos cronoestratigráficos de alta precisión con errores analíticos en el rango de 0.1 a 2%. Sin embargo no todos los tipos de rocas y minerales son adecuados para la determinación isotópica de la edad.

8.7.5. Inversión de la polaridad geomagnética

Periodos de polaridad inversa del campo magnético de la tierra se utilizan en cronoestratigrafía, particularmente en rocas del Mesozoico superior y Cenozoico, donde se ha desarrollado una escala de polaridad.

La escala de polaridad magnética también ha jugado un importante papel en la determinación cronoestratigráfica de las rocas de las regiones oceánicas.

Las inversiones de polaridad son de carácter binario y específicas, no se pueden identificar sin asistencia de otros métodos tales como datación bioestratigráfica o isotópica.

8.7.6. Cambios paleoclimáticos

Los cambios climáticos dejan una huella en el registro geológico en la forma de depósitos glaciales, evaporitas, capas rojas, depósitos de carbón, cambios paleontológicos.

Muchos cambios climáticos parecen haber sido regionales o a lo amplio del mundo. Sus efectos sobre las rocas proporcionan valuable información para cronocorrelación.

8. 7. 7. Paleogeografía y cambios eustáticos del nivel del mar

Las transgresiones y regresiones alternantes del mar y las inconformidades resultantes clásicamente han proporcionado las bases para la división local y regional de secuencias de estratos, y muchas de las unidades cronoestratigráficas del Oeste de Europa se originaron de esta manera. Como resultado de los movimientos epirogénicos de las masas terrestres, o ascensos y descensos eustáticos del nivel del mar, ciertos periodos de la historia de la tierra parecen haberse caracterizado por una subida o bajada general de los continentes, con respecto al nivel del mar a lo amplio del mundo. La evidencia en la secuencia de rocas de esos cambios eustáticos, puede proporcionar una base excelente para establecer el trabajo cronoestratigráfico mundial.

Los movimientos verticales locales de la corteza de la tierra pueden haber sido tan grandes y tan variables geográficamente que el registro en las rocas puede ser difícil de interpretar localmente.

8. 7. 8. Inconformidades

La superficie de una inconformidad inevitablemente varía en edad y en valor de tiempo de un lugar a otro y no es nunca de extensión universal. Además, las inconformidades se producen de muy lentos movimientos epirogénicos que se presentan durante largos periodos de tiempo.

8.7. 9. Orogenias

La considerable duración de muchas orogenias, su naturaleza local antes que mundial, su falta de coincidencia con límites de Sistemas o de Series clásicos y la dificultad de identificarlas, hacen que generalmente sean indicadores insatisfactorios de correlación cronoestratigráfica a lo amplio del mundo.

8. 7. 10. Otros indicadores

Ciertos invertebrados

Varios rasgos mineralógicos, geoquímicos y geográficos.

Conjuntos de minerales detríticos pesados son valubles en la correlación del tiempo y en determinar el tiempo relativo de formación.

Varves

Bandas estacionales en sedimentos indican edad y duración de intervalos estratigráficos. Tasas probables de sedimentación indican el tiempo requerido por la formación de la secuencia sedimentaria.

Perfiles sísmicos y registros eléctricos y nucleares de pozos proporcionan medios útiles de correlación de tiempo y evidencias detalladas de posición cronoestratigráfica relativa.

Varios métodos numéricos especiales han sido desarrollados para datar sedimentos muy jóvenes. Varios métodos de datación han sido probados utilizando termoluminiscencia, huellas de fisión, halos pleocroicos y otras formas de daños por radiación.

8.8. NOMBRE DE LAS UNIDADES CRONOESTRATIGRAFICAS

Una unidad cronoestratigráfica formal se le da una designación binomial (un nombre propio más un término mundial) y las letras iniciales de ambos van en mayúsculas. Sus equivalentes geocronológicos usan el mismo nombre propio combinado con el termino geocronológico equivalente ejemplo: Sistema Cretáceo-Período Cretáceo. El nombre propio de una unidad gronoestratigráfica o geocronológica se puede usar sólo donde no hay peligro de confusión, por ejemplo "El Aquitaniano" en lugar de la "Etapa Aquitaniana".

9. ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA

9.1. INTRODUCCIÓN

La Sismología es el estudio de los terremotos y la estructura de la tierra con base en las características de las ondas sísmicas.

La exploración sismológica tiene que ver con el uso de las ondas sísmicas artificialmente generadas para obtener información acerca de la estructura geológica, características estratigráficas y distribución de tipos de roca. Las técnicas de exploración sismológica fueron desarrolladas inicialmente para localizar trampas estructurales en yacimientos de petróleo y aún se usan ampliamente para estos propósitos. Los métodos sísmicos se usan ahora para incrementar el conocimiento de la estructura y estratigrafía de la tierra; para delinear cuerpos de roca con geometrías y estructuras internas distintivas, las cuales se pueden considerar como constituyentes de facies sísmicas. El estudio de las variaciones laterales y verticales en los patrones de facies sísmicas se usa para interpretar la litología, los ambientes depositacionales y la historia geológica de las unidades estratigráficas del subsuelo. La estratigrafía sísmica es así el estudio de los datos sísmicos para extraer información estratigráfica. Debido a su amplia aplicabilidad a estudios del subsuelo en tierra y mar, donde otros tipos de datos estratigráficos son pocos, ha adquirido gran importancia en estratigrafía.

9.2. MÉTODO DE REFLEXIÓN SÍSMICA.

Las ondas creadas por una explosión son reflejadas a la superficie directamente de la interfase de rocas del subsuelo sin ser refractadas y viajan lateralmente a lo largo de superficies de discontinuidad. Debido a que los detectores pueden estar localizados a cortas distancias de los puntos de disparo, las técnicas de reflexión sísmica se pueden usar para delinear estructuras muy profundas.

9.2.1. Estratigrafía sísmica

Los métodos sísmicos se desarrollaron inicialmente para ayudar a detectar y delinear estructuras del subsuelo. Los geólogos del petróleo estaban interesados en identificar anticlinales, fallas y domos de sal que fueran trampas potenciales de petróleo. Sólo

hasta los primeros años de la década de los 60 cuando los geólogos empiezan a usar los perfiles de reflexión sísmica para interpretar litofacies, y posteriormente sistemas depositacionales en la exploración sísmica, es que la aplicación de los principios y técnicas geofísicas al estudio estratigráfico, permiten el nacimiento de la estratigrafía sísmica como una rama de la exploración sísmológica.

9.3. PRINCIPIOS DE LOS MÉTODOS SÍSMICOS DE REFLEXIÓN

Para delinear la estructura de unidades de roca del subsuelo se basa en el principio que las ondas sísmicas ó elásticas viajan a velocidades conocidas através de las rocas. Esas velocidades varían con el tipo de roca (velocidades típicas promedio: Lutita 3.6 km/s; arenisca 4.2 km/s; caliza 5.0 km/s; Christie Blick Mountain and Miller 1990 en Boggs 1994), pero donde la litología del subsuelo se conoce a partir de la información obtenida en perforaciones, es posible hacer cálculos exactos del tiempo requerido para que una señal sísmica viaje de la superficie a una profundidad dada y luego sea reflejada a la superficie. La técnica de reflexión consiste en generar ondas elásticas en la superficie en un punto fuente originalmente llamado punto de disparo porque los explosivos fueron usados para crear las ondas sísmicas. Los detectores, llamados geofonos, son colocados extendidos hacia afuera del punto fuente. Las ondas sísmicas que se reflejan de las discontinuidades del subsuelo se recogen por esos detectores y alimentan electrónicamente el aparato registrador. Las principales discontinuidades que reflejan las ondas sísmicas son planos de estratificación e inconformidades. Las profundidades de las discontinuidades se pueden calcular exactamente al multiplicar la mitad del tiempo de viaje comprendido entre la iniciación de las ondas elásticas en el punto fuente y su arribo al detector por la velocidad del recorrido. $1/2TV = \text{Profundidad}$. Los datos obtenidos de esta manera luego se pueden mostrar como secciones sísmicas o perfiles que describen la estructura de las unidades de roca mayores como aparecen en una sección transversal. Alternativamente los datos se pueden usar para preparar mapas de contornos estructurales sobre el tope de un horizonte reflector particular.

En la práctica, la técnica para el perfilaje de reflexiones sísmicas sobre la tierra incluye:

1. Selección de las localizaciones para los puntos de disparo y colocar las fuentes de energía, explosivos u otros aparatos.
2. Colocar y enterrar los geofonos en un arreglo predeterminado y conectando los geofonos al equipo registrador por grandes cables.
3. disparar la fuente de energía.
4. Registrar en una cinta magnética las señales sísmicas obtenidas por los detectores.

-
- Diagrama de un sistema de perforación y registro sísmico en un terreno montañoso. Se muestran varios vehículos y equipos: un camión disparador, un camión con cables, un camión con instrumentos, un camión con el agua de la perforación, y un hoyo perforado para el disparo. Se indican líneas de impulso del disparo, líneas de fuego, líneas telefónicas, cables de detectores, y detectores. Se muestran también puntos de disparo No. 1, 2 y 3, y una zona amortiguada. El diagrama ilustra la propagación de ondas sísmicas a través de capas de lutita, caliza y caliza, mostrando reflexiones y refracciones. Se incluye una muestra de un diagrama de reflexión con momentos de disparo, tiempos de primera llegada, y reflexiones I y II.

217 .

En la actualidad comúnmente se usan fuentes no explosivas localizadas sobre la superficie. Esas fuentes de energía no explosivas incluyen aparatos vibratorios que producen vibraciones continuas en la superficie (vibroseis) o aparatos que dejan caer objetos pesados sobre una placa de metal colocada sobre la superficie.

Las operaciones sísmicas marinas emplean los mismos principios que los que se usan sobre la tierra pero difieren en la velocidad a las cuales ellos se presentan, los detalles específicos de los disparos y los procesos de detección.

Los principios generales del perfilaje sísmico marino se ilustra en la Figura 9.2

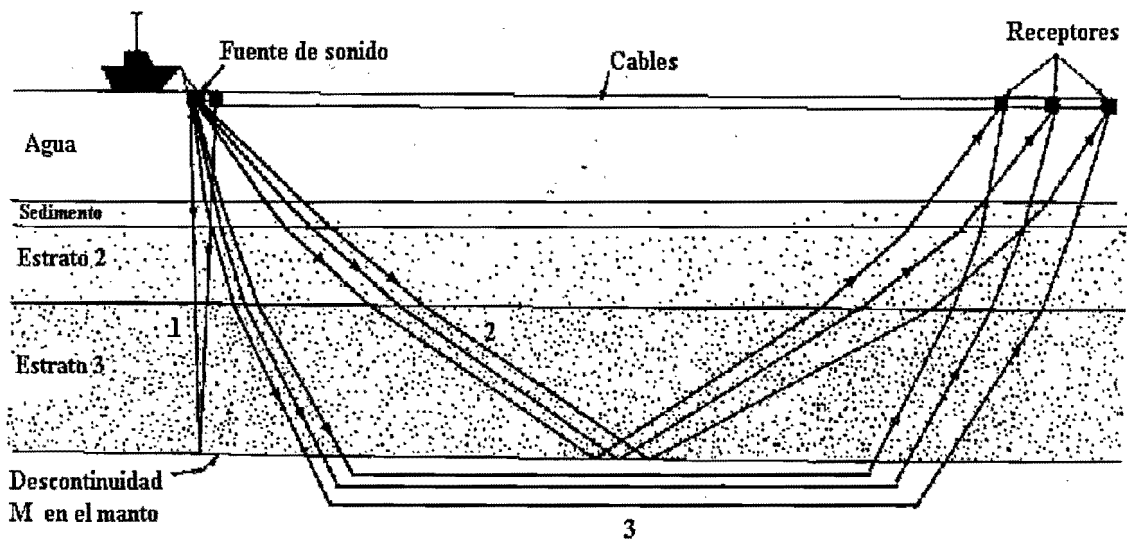


Figura 9.2. Diagrama que ilustra el principio de investigación sísmica marina: 1. Reflector vertical incidente, 2. Reflector de ángulo amplio y 3. Ondas refractadas. Modificado de Boggs 1994

9.4. APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS DE REFLEXIÓN SÍSMICA AL ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO.

9.4.1. Introducción

La estratigrafía sísmica usa los patrones de correlación de reflexión sísmica para:

- 1. Identificar secuencias depositacionales,
- Predecir la litología de las facies sísmicas luego de interpretar los procesos depositacionales, el marco ambiental y analizar los cambios relativos en el nivel del mar como se evidencia en el registro estratigráfico de las regiones costeras.

La estratigrafía sísmica hace posible muchos tipos de interpretaciones estratigráficas tales como correlaciones del tiempo geológico, definición de unidades genéticas depositacionales, espesor y ambientes depositacionales de unidades genéticas etc.

9.4.2. Parámetros usados en la interpretación estratigráfica sísmica

Fundamentalmente, las reflexiones sísmicas primarias ocurren en respuesta a la presencia de cambios significantes Densidad - Velocidad en superficies de estratificación o inconformidades. Las reflexiones se generan en las inconformidades porque éstas separan rocas que tienen diferente actitud estructural o propiedades físicas, particularmente diferentes litologías. El contraste Densidad - Velocidad a lo largo de las inconformidades se puede mejorar si las rocas debajo de la inconformidad han sido alteradas por meteorización. Las reflexiones se generan en las superficies de estratificación porque debido a las diferencias litológicas o texturales existe contraste en la Velocidad - Densidad entre algunas capas sedimentarias. Sin embargo no todas las superficies de estratificación generarán una reflexión sísmica. también un evento de reflexión dado identificado sobre un registro sísmico puede que no necesariamente sea causado por reflexión desde una superficie simple, sino que puede representar la suma o promedio de reflexiones de varias superficies de estratificación, particularmente si las capas son delgadas.

Los registros sísmicos producidos como resultado de reflexiones primarias de inconformidades o superficies de estratificación tienen características distintivas que se pueden relacionar a los rasgos depositacionales tales como:

Litología, espesor de las capas, espaciamiento de las capas y continuidad.

Los principales parámetros que son útiles en la estratigrafía sísmica para interpretación de la información geológica son:

Configuración de la reflexión, continuidad, amplitud, frecuencia, intervalo de velocidad, forma externa y asociación de las unidades de facies sísmicas, tabla 9.1.

Tabla 9.1. Parámetros de reflexión sísmica comúnmente usados en estratigrafía sísmica, y el significado geológico de esos parámetros. Modificado de Boggs 1994.

Parámetros de facies sísmica	Interpretación geológica
Configuración de la reflexión	Patrones de estratificación, Procesos depositacionales, Erosión y paleotopografía Contacto de fluidos
Continuidad de la reflexión	Continuidad de la estratificación Procesos depositacionales
Amplitud de la reflexión	Contraste velocidad – densidad, Espaciamiento de las capas, Contenido de fluidos
Frecuencia de la reflexión	Espesor de las capas, Contenido de fluidos
Intervalo de velocidad	Estimación de la litología y la porosidad Contenido de fluido
Forma externa y asociación areal de unidades de facies sísmicas	Ambiente de depositación, Fuente de sedimentos Marco geológico

Configuración de la reflexión

Se refiere a los patrones de estratificación gruesa identificados sobre los registros sísmicos. Se reconocen cuatro tipos básicos:

1. **Patrón paralelo.** Incluye patrones subparalelos y ondulados, Figura 9.3 A y B. Son generados por estratos que fueron probablemente depositados a tasas uniformes sobre una plataforma uniformemente subsidente o en un marco de cuenca estable.
2. **Configuraciones divergentes** se caracterizan por una unidad en forma de cuña en la cual el espesamiento lateral de toda la unidad se produce por el engruesamiento de las subunidades de reflexión individual dentro de la unidad principal, Figura 9.3 C. Las configuraciones divergentes se interpretan como variaciones laterales en las tasas de depositación o basculamiento progresivo de la superficie sedimentaria durante la depositación.
3. **Configuraciones de reflexión progradante.** Son patrones de reflexión generados por estratos que fueron depositados lateralmente o por progradación para formar superficies depositacionales suavemente buzantes llamadas clinoformas. Como se representa en los registros sísmicos, las configuraciones de reflexión progradante pueden tener una amplia variedad de patrones, incluyendo el sigmoide (reflectores superpuestos en forma de S), oblicua u Hummoky, Figura 9.4. Esas configuraciones de estratos todas se producen de alguna manera por progradación de estratos, comúnmente de aguas superficiales dentro de aguas más profundas, como a lo largo de un frente de delta o por relleno de canales. Las diferencias en las configuraciones de las clinoformas representan variaciones en: el suministro de sedimentos, las tasas de subsidencia de la cuenca, cambios en el nivel del mar, la energía del agua del ambiente depositacional o la profundidad del agua.

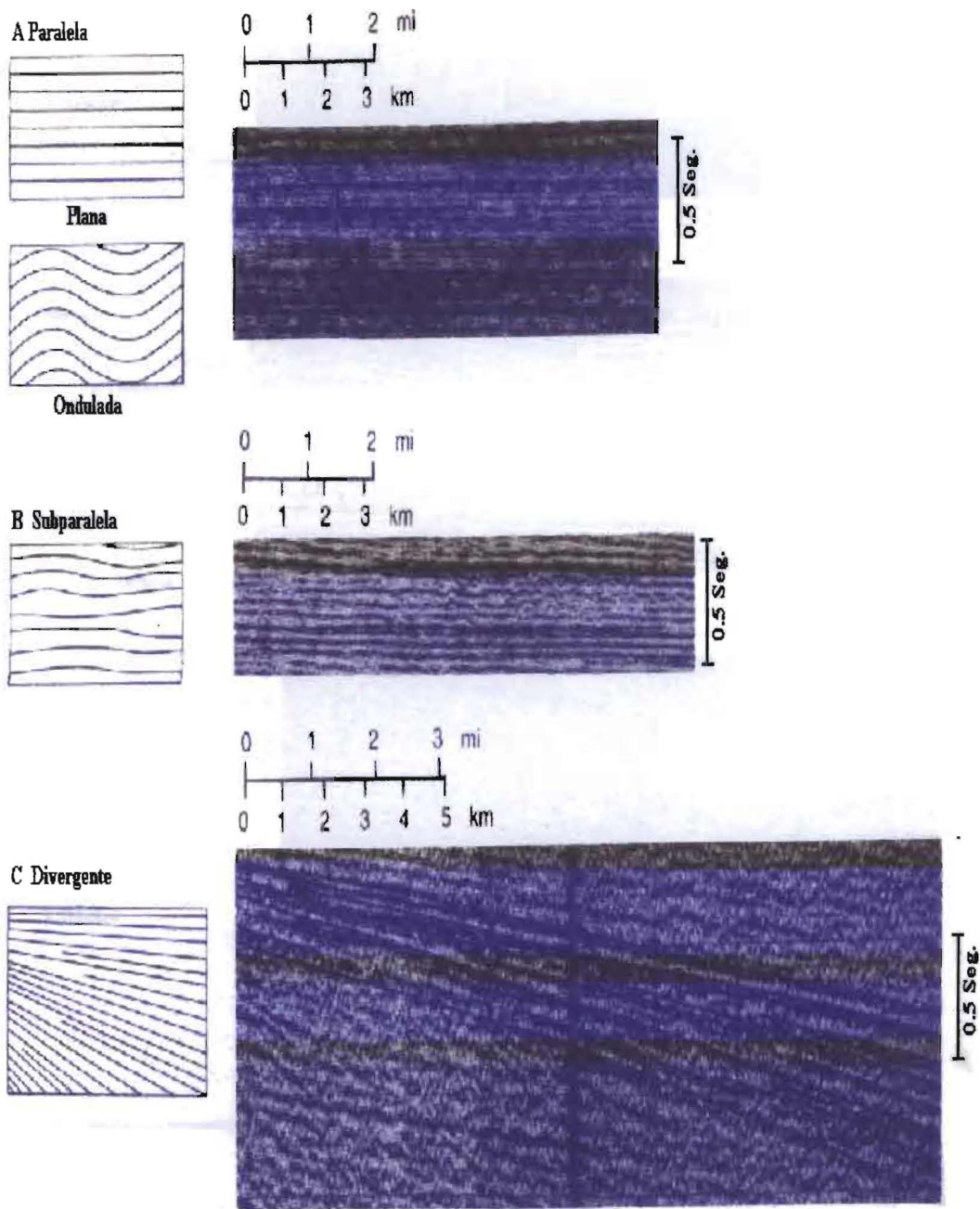


Figura 9.3. Principales tipos de configuración de la reflexión sísmica. A. Paralela (plana u ondulada), B. Subparalela, C. Divergente. Modificado de Boggs 1994

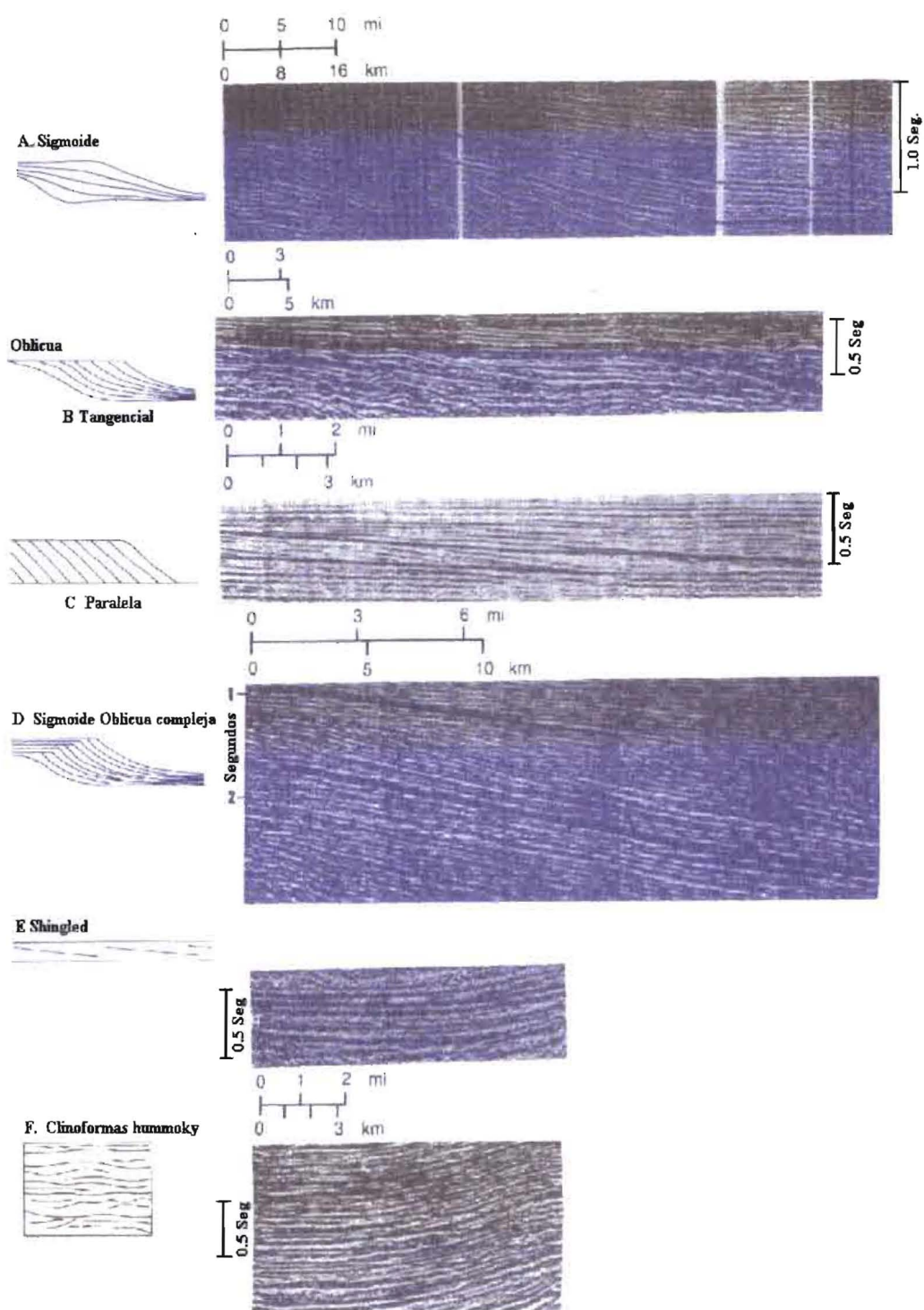


Figura 9.4. Ejemplos de patrones de reflexión interpretados como clinoformas progradantes. A. Sigmoide, B. Principalmente tangencial, C. Principalmente paralela oblicua, D. Oblicua-sigmoide compleja, E. Shingled, F. Clinoformas hummocky. Modificado de Boggs 1994.

4. **Los patrones de reflexión caótica**, Figura 9.5. Representan un arreglo desordenado de las superficies de reflexión debido a deformación de sedimentos blandos penecontemporáneos o por depositación de estratos en un ambiente variable de alta energía. Algunas reflexiones caóticas pueden estar relacionadas a zonas sobrepresionadas o geopresurizadas en formaciones profundas. Las áreas libres de reflexiones sobre el registro sísmico pueden representar unidades homogéneas no estratificadas tales como masas ígneas, depósitos espesos de sal, estratos altamente distorsionados o con buzamientos muy altos.

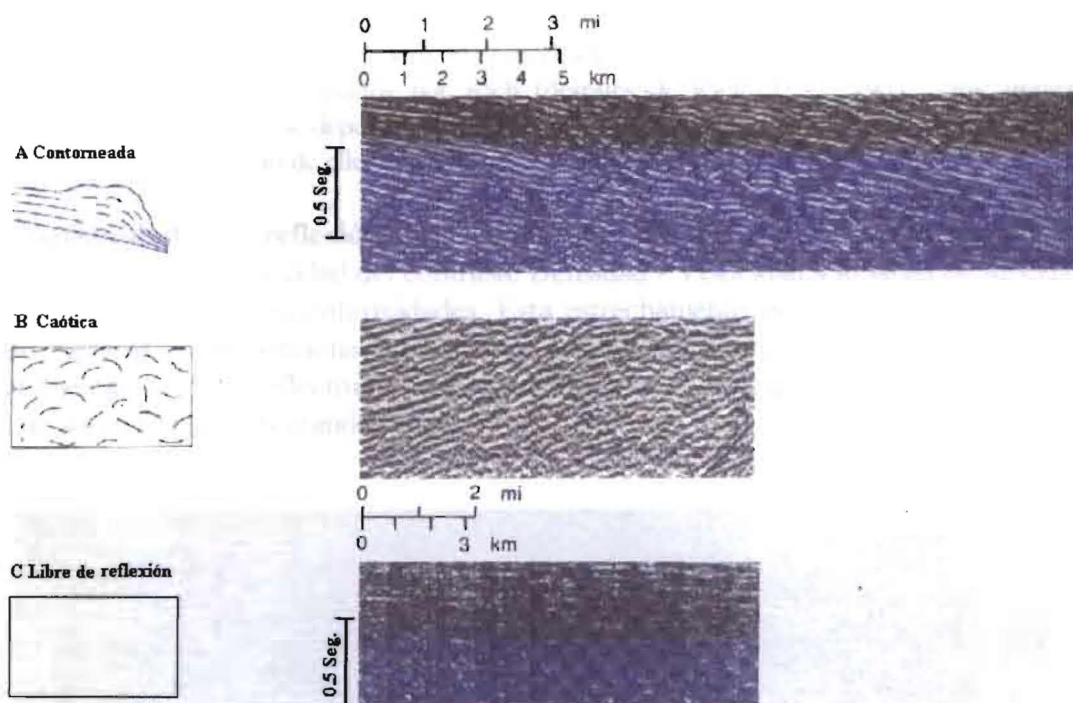


Figura 9.5. Ejemplos de patrones de reflexión caótica y libres de reflexión. A. Se interpreta como la reflexión desde superficies de estratos contorneados que son aún reconocibles después de la deformación contemporánea. B. Las reflexiones son tan caóticas que no se pueden interpretar los patrones de estratos. C. Reflexiones libres, donde ninguna o muy pocas reflexiones ocurren en estratos sísmicamente homogéneos. Modificado de Boggs 1994

Los términos undafarm, clinoform y fondaform fueron introducidos por Rich 1951 para describir ambientes depositacionales en relación a la base de las olas, figura 9.6. El undadorm es la superficie topográfica mas o menos plana que existe en un ambiente acuoso por encima de la base de las olas donde los sedimentos del fondo se mueven o distorsionan por las olas y las corrientes, particularmente durante las tormentas. La clinoforma es la superficie pendiente que se extiende desde la base de las olas hacia abajo a generalmente el piso plano, llamado la fondaform, del cuerpo de agua.